

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA GEOGRÁFICA, GEOFÍSICA E ENERGIA



Geração de séries de vento sintéticas para aplicações *eólicas offshore*

Ana Filipa Ferreira Godinho

Dissertação

Mestrado em Engenharia da Energia e do Ambiente

2013

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA GEOGRÁFICA, GEOFÍSICA E ENERGIA



Geração de séries de vento sintéticas para aplicações eólicas *offshore*

Ana Filipa Ferreira Godinho

Dissertação de Mestrado em Engenharia da Energia e do Ambiente

Trabalho realizado sob a supervisão de

Ana Isabel Estanqueiro (LNEG/FCUL)

2013

*“Big whirls have little whirls
That feed on their velocity
And little whirls have lesser whirls
And so on to viscosity”*

Lewis F. Richardson, 1920

Abstract

The growing and urgent search for energy along with the predictable scarcity of fossil fuels on a future not far from now have opened the doors of the energetic market to renewable forms of energy. For these reasons, and in the wind energy context, there has been a strong development in land which may now become a problem when it comes to environmental licensing and possible rejection from the populations near locations strongly explored. The attention of the wind energy market has now turned to the sea, to *offshore* wind energy, which represents a challenge at several levels, such as the characterization of this resource given its high cost.

The aim of this work is to implement a model that can characterize the energy content of the wind using spectral functions so as to generate synthetic series with the same statistic content as the series that would be obtained experimentally.

The work presents the theoretical fundamentals of the atmospheric flow and the methodology to obtain synthetic series, as other models with the same intent and, finally, the model previously developed and optimized within this work.

It can be concluded that this method appears to be an adequate alternative to the conventional characterization of the resource, when experimental characterization of the wind resource proves to be impractical.

Keywords: *offshore wind energy, spectral functions, atmospheric flow, synthetic series*

Resumo

A crescente e cada vez mais premente procura energética conjugada com a previsível escassez de combustíveis fósseis num futuro não muito longínquo abriram as portas do mercado energético às energias renováveis. Por essas razões, e no âmbito da energia eólica, tem-se registado uma forte exploração desta em terra o que constitui agora um possível problema ao nível de licenciamentos ambientais e de rejeição por parte das populações residentes nos locais mais fortemente explorados. A atenção do mercado eólico vira-se então para as aplicações eólicas *offshore* que representa um desafio a vários níveis, nomeadamente da caracterização do potencial eólico *offshore* pelo seu elevado custo.

Este trabalho visa a implementação de um modelo que permita caracterizar o conteúdo energético do recurso eólico recorrendo a funções espectrais e à geração de séries sintéticas com o mesmo conteúdo estatístico das séries experimentalmente obtidas.

Apresentam-se os fundamentos teóricos do escoamento atmosférico e a metodologia para a geração de séries sintéticas, assim como outros possíveis modelos que se poderiam usar com o mesmo intuito e, finalmente, o modelo desenvolvido anteriormente e otimizado neste trabalho.

Conclui-se que este método constitui uma boa alternativa às campanhas de caracterização de vento convencionais quando a caracterização experimental se torna impraticável.

Palavras-chave: aplicações eólicas *offshore*, funções espectrais, escoamento atmosférico, séries sintéticas

Agradecimentos

Começo por agradecer à minha orientadora, a Doutora Ana Estanqueiro, a oportunidade de realizar este trabalho e de trabalhar com ela.

Agradeço também à Mestre Teresa Simões, ao Mestre Paulo Costa e Raquel Marujo e à equipa de investigadores do LNEG a sua disponibilidade para esclarecer alguma dúvida ou contribuir de algum modo para a elaboração desta dissertação.

Agradeço ao Laboratório Nacional de Energia e Geologia e a todas as pessoas que emprega o seu acolhimento e simpatia.

Não podia deixar de agradecer aos meus pais tudo o que me têm possibilitado e a preocupação e incentivo que sempre me transmitem. Quero agradecer também à minha família a compreensão pela minha falta de tempo e indisponibilidade que, em algumas ocasiões, os privou da minha presença.

Agradeço ainda aos meus amigos todas as palavras de apoio e carinho com que me presenteiam e a confiança que depositam em mim. Pelos raros momentos em que mostraram ter mais confiança nas minhas capacidades do que eu própria e pela compreensão da minha ausência, quero agradecer-lhes do fundo do coração.

Não posso esquecer a disponibilidade e ajuda do professor Doutor João Patrício do Instituto Politécnico de Tomar, por isso deixo aqui um muito obrigada.

Deixo ainda aqui um agradecimento a todas as pessoas que, de uma maneira ou de outra, me ajudaram a alcançar mais um objetivo na minha vida.

Índice

Abstract	iv
Resumo.....	v
Agradecimentos.....	vi
Índice de Figuras	ix
Índice de Tabelas.....	xi
Lista de Símbolos	xii
Abreviaturas	xv
1. Introdução.....	1
1.1 Situação em Portugal.....	3
1.2 Enquadramento.....	4
1.3 Objetivos	5
1.4 Plano de Trabalho.....	5
1.5 Motivação.....	6
2. Energia eólica <i>offshore</i>	7
2.1 Introdução.....	7
2.2 Situação em Portugal e na Europa.....	9
3. Escoamento Atmosférico	15
3.1 Camada Limite Atmosférica	16
3.2 Turbulência Atmosférica.....	21
3.2.1 Equações do Movimento de um Escoamento Uniforme e Turbulento.....	21
3.2.2 Teoria Estatística da Turbulência	24
3.2.3 Representação Espectral da Turbulência.....	26
3.2.4 Funções Espectrais Reduzidas da Turbulência Atmosférica.....	28
4. Geração de Séries Sintéticas.....	32
4.1 Modelos Existentes.....	32
4.1.1 ARMA.....	32
4.1.2 ARIMA.....	34

4.1.3	Método de Shinozuka	35
4.2	Modelo	36
4.2.1	Distribuição de Rayleigh	54
4.2.2	Validação do modelo	56
5.	Conclusões	58
6.	Referências	59
7.	Anexos.....	63
	Anexo A	63
	Anexo B.....	67
	Anexo C.....	68
	Anexo D	69
	Anexo E.....	70

Índice de Figuras

Figura 1 - Emissões de dióxido de carbono por combustível na União Europeia em 2005	2
Figura 2 - Emissões de dióxido de carbono relacionadas com o sector da energia.....	2
Figura 3 - Possível cenário de utilização de diferentes fontes de energia	3
Figura 4 - Evolução da energia elétrica produzida a partir de fontes renováveis (TWh).....	3
Figura 5 - Evolução da potência instalada em Portugal	4
Figura 6 - Relação entre produção eólica e consumo total em Portugal	4
Figura 7 - Exemplo de um parque eólico em Portugal	7
Figura 8 - Representação dos diferentes tipos de aplicações eólicas <i>offshore</i>	9
Figura 9 - Mapas do recurso eólico (à esquerda) e da batimetria da plataforma costeira portuguesa (à direita)	10
Figura 10 - Potencial português em <i>deep offshore</i>	10
Figura 11 - Primeira turbina eólica flutuante instalada em Portugal	12
Figura 12 - Atlas Europeu Vento <i>Offshore</i>	13
Figura 13 - Capacidade eólica <i>offshore</i> instalada anualmente na Europa (MW)	14
Figura 14 - Parque eólico <i>offshore</i> em Arklow Bank, Irlanda	14
Figura 15 - Modelo de circulação proposto por Hadley	15
Figura 16 - Modelo triclular da circulação atmosférica	16
Figura 17 - Representação da CLA	17
Figura 18 - Efeito de diferentes rugosidades do solo na CLA	17
Figura 19 - Estrutura da CLA	18
Figura 20 - Processos de transferência de energia numa camada limite turbulenta	24
Figura 21 - Representação esquemática da cascata de energia	25
Figura 22 - Curvas de iso-velocidade	25
Figura 23 - Espectro de turbulência de vento esquematizado	27
Figura 24 - Diferentes regiões do espectro de turbulência	28
Figura 25 - Espectro de Van der Hoven	29
Figura 26 - Série temporal de vento resultante de dados de satélite.....	37
Figura 27 – Power Spectral Density dos dados de satélite	37
Figura 28 - Power Spectral Density completo.....	38
Figura 29 - Espectro de vento resultante da função espectral de Kaimal.....	39
Figura 30 - Espectro de vento resultante da função espectral sugerida por Davenport.....	39
Figura 31 - Espectro de vento resultante da função espectral sugerida por Harris.....	40
Figura 32 - Distribuição Gaussiana de uma série sintética (altas frequências)	41
Figura 33 - Exemplo de uma série sintética sem a média de vento adicionada.....	42
Figura 34 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,0003.....	42
Figura 35 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,006.....	43

Figura 36 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,5.....	43
Figura 37 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,0003.....	43
Figura 38 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,006.....	44
Figura 39 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,5.....	44
Figura 40 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,0003.....	44
Figura 41 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,006.....	45
Figura 42 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,5.....	45
Figura 43 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,0003.....	46
Figura 44 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,006.....	46
Figura 45 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,5.....	47
Figura 46 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,0003.....	47
Figura 47 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,006.....	47
Figura 48 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,5.....	48
Figura 49 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,0003.....	48
Figura 50 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,006.....	48
Figura 51 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,5.....	49
Figura 52 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,0003.....	50
Figura 53 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,006.....	50
Figura 54 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,5.....	51
Figura 55 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,0003.....	51
Figura 56 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,006.....	51
Figura 57 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,5.....	52
Figura 58 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,0003.....	52
Figura 59 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,006.....	52
Figura 60 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,5.....	53
Figura 61- Distribuição Gaussiana da série.....	55
Figura 62 - Distribuição de Rayleigh	55
Figura 65 - Representação da AEP com a série do LIDAR obtida por medições no local	57

Índice de Tabelas

Tabela 1 - Coeficientes de atrito para diferentes tipos de superfície.....	20
Tabela 2 - Expoente α para diferentes tipos de terreno	20
Tabela 3 - Relação entre características dos turbilhões.....	26
Tabela 4 - Comparação entre valores de variância e de área abaixo do espectro (vd anexo C para outros casos).....	41
Tabela 5 - Valores da Energia Anual Produzida derivada de dados reais e séries sintéticas	56

Lista de Símbolos

Capítulo 1

Mt	Milhões de toneladas
CO₂	Dióxido de Carbono

Capítulo 2

GWh	Unidade de energia (Gigawatt hora)
MW	Unidade de potência (Megawatt)

Capítulo 3

\overline{U}_z	Velocidade média à altura z
u_*	Velocidade de atrito do solo
k	Constante de von Kármán
z	Altura de referência
z_0	Comprimento Característico da Rugosidade do Solo
b_o	Constante de integração (lei das potências)
τ_o	Tensão de corte à superfície
ρ	Massa volúmica do ar
z_1	Distância acima do solo
b'	Constante (valores entre 0.015 e 0.03)
f_c	Parâmetro de Coriolis
Ω	Velocidade de rotação da Terra
Φ	Latitude
k'	Coefficiente de atrito do escoamento no solo
$\overline{U}_{z_1}, \overline{U}_{z_2}$	Velocidade de vento para a altura de referência z_1 e z_2
z_1, z_2	Alturas de referência para cálculo de velocidades de vento
α	Expoente (lei de potências)
U_i	Escoamento médio
\overline{U}_i	Velocidade média de vento
u_i	Flutuação turbulenta
i, j	Índices
μ	Viscosidade cinemática
ν	Viscosidade dinâmica
U	Energia interna
T	Tempo
P	Pressão

K	Energia cinética média
kt	Energia cinética turbulenta
L	Comprimento característico da mistura ou escala de turbulência
Cov	Covariância
x_i	Vector posição de um ponto A
r	Distância entre A e A'
τ	Intervalo de tempo
γ	Autocovariância
σ_i	Desvio-padrão
σ_i^2	Variância
R_{ij}	Função correlação da velocidade
R_{ii}	Função autocorrelação
λ	Comprimento de onda
n	Frequência
$S(z,n)$	Espectro
f_0	Parâmetro de Monin
k	Constante de von Kármán
a,b	Paramêtros para o cálculo do espectro de Kaimal
x	Número de onda no cálculo do espectro de Davenport

Capítulo 4

X_t	Processo média variável
Z_t	Processo puramente aleatório
α, β, ρ, p	Constantes
B	Operador de desfasagem
π_i	Raízes da equação auxiliar
$\pi(B), \phi(B), \theta(B)$	Polinómios
$\psi(B)$	Operador de média móvel
W_t	Processo não estacionário
$\nabla^d X_t$	Processo média variável com d diferenças
A_k	Processo estocástico
$S_\theta(\omega)$	Espectro
δ_w	Frequência aleatória
ϕ_k	Fase aleatória
ω_l	Frequência mínima
ω_u	Frequência máxima
α	Quantidade de perturbação

N	Número de pontos
f_a	Números aleatórios
I_{turb}	Intensidade de turbulência
σ^2	Variância
σ	Desvio-padrão
\overline{U}	Velocidade média

Abreviaturas

UE	União Europeia
NSCAT	NASA Scatterometer
QuikSCAT	NASA's Quick Scatterometer
NASA	National Aeronautics and Space Administration
CLA	Camada Limite Atmosférica
AR	Autoregressive
MA	Moving Average
ARMA	Autoregressive Moving Average
ARIMA	Autoregressive Integrated Moving Average
DFT	Discrete Fourier Transform
IDFT	Inverse Discrete Fourier Transform
FFT	Fast Fourier Transform
IFFT	Inverse Fast Fourier Transform

1. Introdução

Com a crise petrolífera dos anos 70 do século XX, que despoletou uma subida abismal no preço dos combustíveis fósseis, todas as atenções se viraram para fontes de energia mais económicas e de abastecimento fiável. Também mais tarde, devido às crescentes preocupações ambientais, os governos decidiram apostar em energias mais limpas. Surgiu assim novamente o interesse em fontes de energia já há muito postas de parte como por exemplo a lenha, a água e o vento. Estas fontes de energia mais limpas e económicas apresentam ainda outra vantagem, possivelmente a mais importante de todas a longo prazo. Estas são fontes energéticas renováveis, isto é, a sua taxa de consumo é inferior à taxa de renovação, ao contrário do que acontece com os combustíveis fósseis e que se torna cada vez mais uma realidade premente numa sociedade cujos alicerces se baseiam no mercado petrolífero.

Apresenta-se de seguida um breve resumo sobre as diferentes energias renováveis:

- Energia eólica: a energia cinética do vento é convertida em energia elétrica através de turbinas ou aerogeradores. Estes podem ser de eixo vertical ou horizontal, sendo este último o mais usado.
- Energia hídrica: o aproveitamento deste tipo de energia consiste na transformação da energia potencial da água em energia elétrica. Consiste também na transformação da energia cinética em energia elétrica nas pequenas centrais hídricas a fio-de-água. É uma das energias renováveis que mais contribui para a produção de eletricidade a nível mundial.
- Energia solar térmica e fotovoltaica: a energia solar térmica aproveita a energia proveniente do Sol para aquecimento de águas e a energia fotovoltaica usa a mesma fonte de energia para produzir eletricidade.
- Biomassa: é a energia química contida na matéria orgânica, vegetal ou animal. Os produtos da biomassa podem ser encontrados em qualquer estado físico, biocombustíveis (líquido), biogás (gasoso) ou biomassa sólida.
- Energia das ondas e das marés: a energia cinética associada ao movimento das marés e das ondas pode ser convertida em energia elétrica.
- Energia geotérmica: consiste no aproveitamento da energia em forma de calor proveniente do interior do planeta. Subdivide-se em geotermia de alta entalpia, produção de vapor de água e consequentemente de eletricidade, e de baixa entalpia, aquecimento de ambientes ou de águas sanitárias.

As vantagens são várias, para além das já enunciadas [Lopes, 2007]:

- Minimização das alterações climáticas pela redução de emissões de gases com efeito de estufa. Na Figura 1 pode observar-se a relação entre emissões de dióxido de carbono e o combustível usado no ano 2005. Comparativamente a dados de 2002, a Agência Internacional de Energia refere que em 2030 as emissões de dióxido de carbono (CO₂) vão sofrer um acréscimo de mais 62%, rondando as 38 milhões de toneladas (Mt), seguindo a tendência de anos anteriores para a maioria das potências, como se pode ver na Figura 2 para o caso do sector energético. A Figura 3 sugere um possível cenário de utilização de diversas fontes de energia, existindo um aumento na utilização de energias renováveis, energia nuclear e carvão maioritariamente.
- Maior segurança do abastecimento energético pela redução da dependência exterior e aumento da garantia do mesmo diversificando as fontes energéticas. Porém a imprevisibilidade das mesmas é também um fator a ter em conta.
- Promoção da proteção ambiental quer seja pela redução da poluição atmosférica, dos solos ou ainda de meios aquáticos pelo menor risco de derrames petrolíferos.

- Desenvolvimento e maior dinâmica do sector económico através da criação de novos postos de trabalho e de uma maior aposta em investigação e desenvolvimentos tecnológicos.

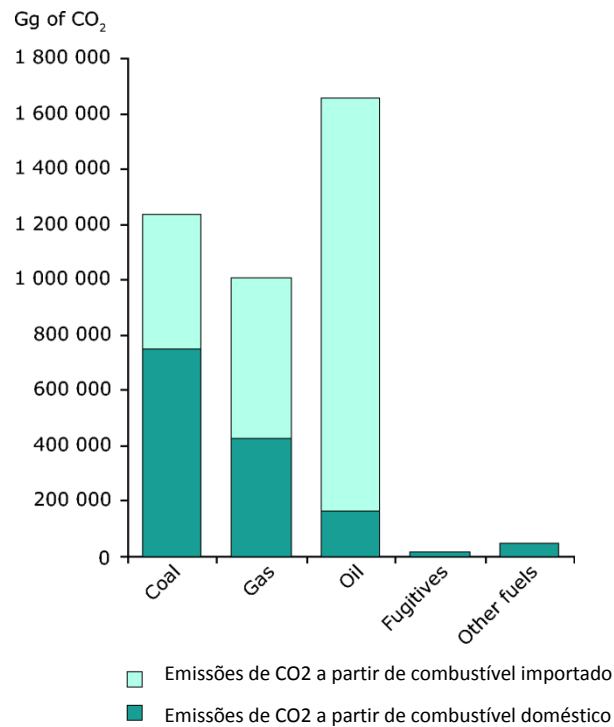


Figura 1 - Emissões de dióxido de carbono por combustível na União Europeia em 2005 [EEA, 2005]

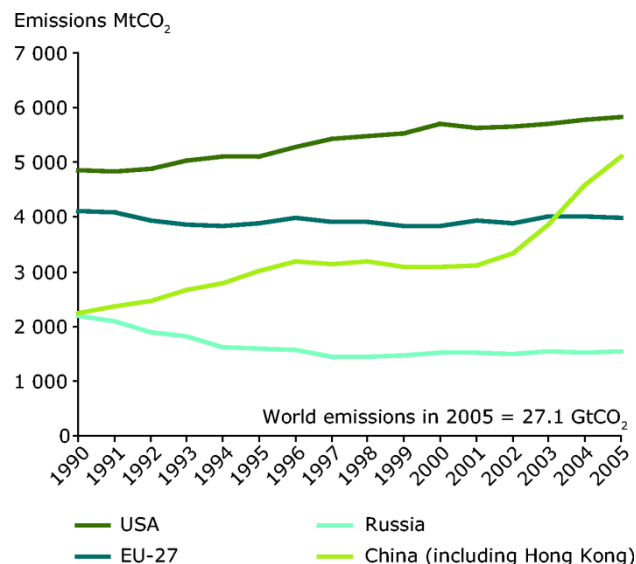


Figura 2 - Emissões de dióxido de carbono relacionadas com o sector da energia [EEA, 2009]

São vários os cenários possíveis para o futuro *mix* energético. Contudo, a previsão de um aumento na contribuição das energias renováveis, como ilustra a Figura 3, alterando o mercado energético e a realidade energética de vários países, como Portugal, é comum a todos.

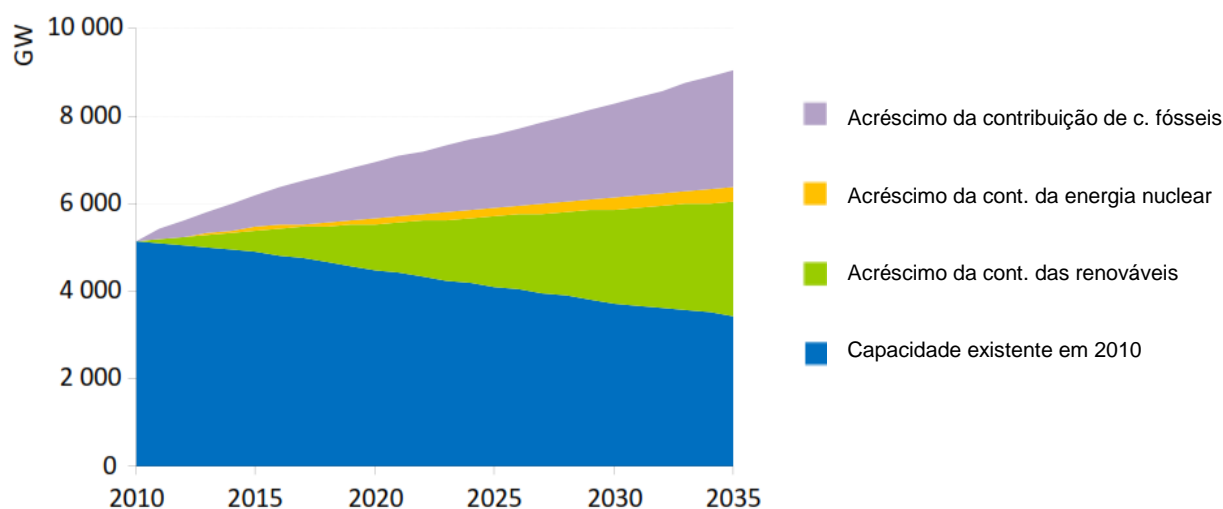
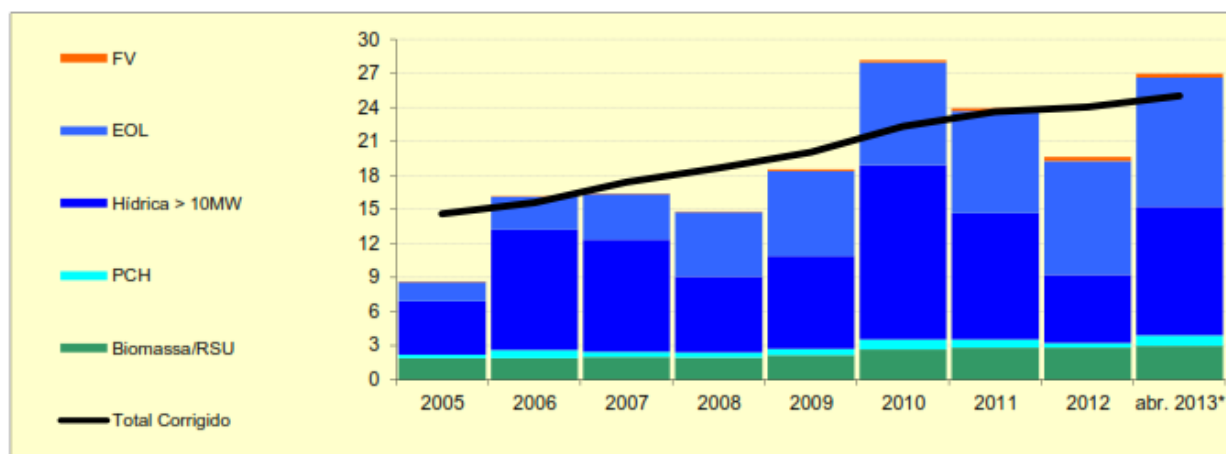


Figura 3 - Possível cenário de utilização de diferentes fontes de energia [Jones, 2012]

1.1 Situação em Portugal

Portugal não se encontra numa posição favorável no que toca a reservas de combustíveis fósseis. Não tendo reservas petrolíferas e com as suas reservas de carvão quase extintas, Portugal chega a importar por vezes 80% do seu consumo energético anual. Fica assim numa situação demasiado vulnerável dada a sua forte dependência energética exterior. Porém pode reverter a situação apostando nas energias renováveis. O país tem bons índices de potencial renovável, quer este seja eólico, solar, hídrico ou outro. O aproveitamento dos recursos renováveis endógenos contribuiria para a segurança de abastecimento energético e a diversificação das fontes de energia.



* Ano de 2011, 2012 e 2013 provisórios

Figura 4 - Evolução da energia elétrica produzida a partir de fontes renováveis (TWh) [DGEG, 2013]

A energia eólica é uma das fontes mais promissoras e uma das fontes em que mais se apostou a nível nacional. Nos últimos anos tem-se assistido em Portugal a um forte crescimento do sector eólico em terra, como sugere a Figura 5 e pode verificar-se a importância do sector na produção elétrica nacional na Figura 6.

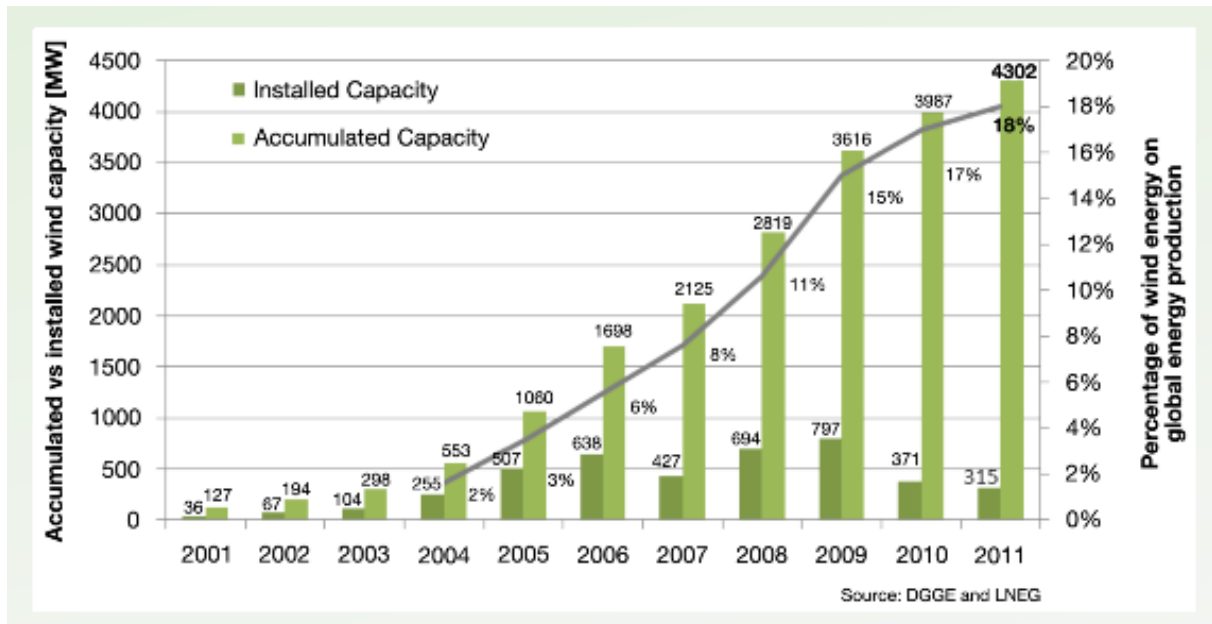


Figura 5 - Evolução da potência instalada em Portugal [IEA Wind, 2011]

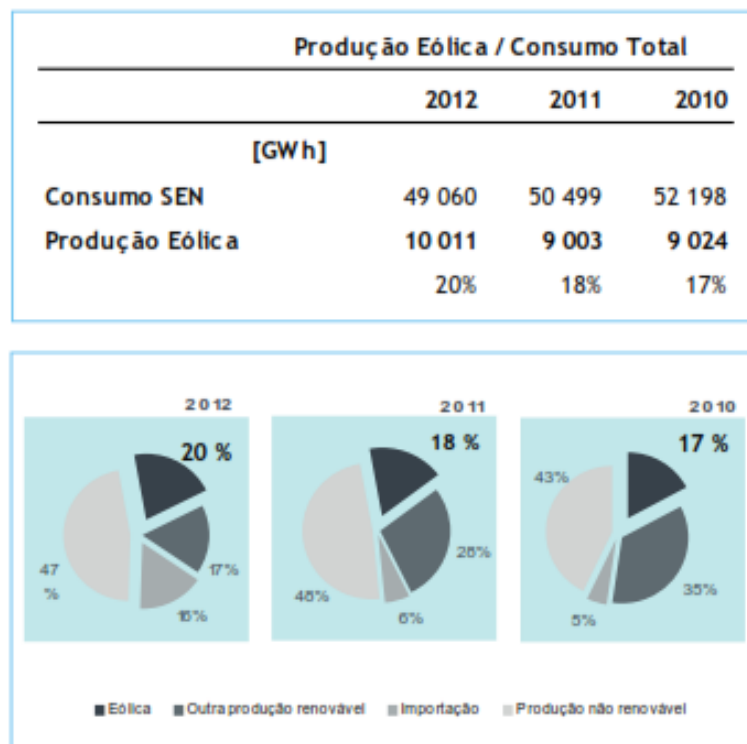


Figura 6 - Relação entre produção eólica e consumo total em Portugal [REN, 2012]

1.2 Enquadramento

Atualmente, a continuação da exploração deste sector em terra permite prever dificuldades de licenciamento a nível ambiental, bem como uma possível rejeição por parte das populações que habitem perto dos locais mais densamente explorados, sendo naturalmente expectável que a próxima aposta seja o desenvolvimento de parques eólicos *offshore*. Esta decisão baseia-se ainda no elevado potencial eólico existente na Costa portuguesa e na existência de largas zonas costeiras inexploradas.

Contudo a implementação destas tecnologias em mar alto representa um elevado desafio do ponto de vista tecnológico e económico, devido aos altos custos de acesso, implementação, exigências de manutenção e necessidade de tecnologias adaptadas ao ambiente marinho.

A caracterização precisa do recurso energético do vento *offshore* representa uma das maiores dificuldades para a implementação destas tecnologias. As campanhas de caracterização do potencial eólico *offshore* (à imagem do que se passa em terra) baseiam-se maioritariamente em:

- dados reais medidos por mastros fixos de medição cujo investimento, da ordem de vários milhões de euros, é demasiado elevado e dificilmente suportável pelos promotores de parques;
- em bóias que introduzem erros acentuados;
- medições com navios.

Embora existam dados de satélite registados até 1997 pelo NSCAT (NASA *Scatterometer*) e pelo *QuikSCAT* (NASA's *Quick Scatterometer*) a partir de 1999, estes dados correspondem a observações de satélite muito espaçadas, sendo os intervalos de medições de 12 h, no caso do *QuikSCAT* que também já não se encontra em funcionamento.

É pelas razões apontadas que existe uma grande motivação no desenvolvimento de novas metodologias de estimativa da velocidade do vento sobre o mar na proximidade da costa e, consequentemente, da sua energia, por forma a poder tirar as melhores conclusões sobre os locais de implementação de tecnologias de energia eólica.

1.3 Objetivos

O objetivo deste trabalho consiste em adaptar um modelo já existente [Estanqueiro, 1997] que permita caracterizar o conteúdo energético do recurso eólico recorrendo a funções espectrais e à geração de séries sintéticas com um conteúdo energético (e estatístico, dos momentos mais relevantes) das séries experimentalmente obtidas. Para tal, são usados dados de satélite referentes à região das Berlengas. Pretende-se igualmente comparar os resultados do modelo com dados experimentais medidos num local da costa portuguesa. O trabalho tem por objetivo último reduzir os custos de mapeamento do recurso recorrendo a campanhas experimentais de caracterização do escoamento atmosférico no mar, substancialmente mais onerosas, e que têm, até à presente data, inviabilizado a sua realização.

1.4 Plano de Trabalho

Capítulo 1

Apresenta-se uma introdução à atual situação energética e às diferentes formas de energias renováveis. Descreve-se brevemente a situação em Portugal e enquadra-se o tema deste estudo. Menciona-se ainda a motivação que conduziu à elaboração deste trabalho.

Capítulo 2

Neste capítulo introduz-se a energia eólica *offshore*, área onde esta dissertação se insere. Descreve-se o conceito, as suas características, vantagens e desvantagens. Refere-se ainda a importância da mesma, restrições à sua implementação e a conjuntura em Portugal e na Europa.

Capítulo 3

No estudo da energia eólica, o estudo do escoamento atmosférico e do que o constitui é indispensável. Por essa razão, apresenta-se a origem do escoamento atmosférico, a camada limite atmosférica, área de interesse para aplicações eólicas, e descreve-se detalhadamente a turbulência atmosférica. Dentro

desta, referem-se as equações do movimento de um escoamento uniforme e de um escoamento turbulento, a teoria estatística da turbulência, a sua representação espectral e as funções espectrais existentes para descrever a turbulência no domínio da frequência.

Capítulo 4

No Capítulo 4 mencionam-se os modelos já existentes para a geração de séries sintéticas, ARMA, ARIMA e o método de Shinozuka. Descreve-se de seguida o modelo utilizado e apresentam-se os resultados da aplicação deste.

Capítulo 5

Por ultimo, apresentam-se as conclusões retiradas da aplicação do modelo desenvolvido. Refere-se a sua aplicabilidade, as suas limitações, faz-se uma comparação entre os resultados esperados e os resultados obtidos e deixam-se sugestões para um possível melhoramento num trabalho futuro.

1.5 Motivação

Perante o cenário ambiental que criámos e o qual temos a obrigação de tentar inverter o mais cedo possível, a aposta nas energias mais limpas é um dos pontos-chave principais no combate às alterações climáticas. A energia eólica *offshore* representa um sector quase totalmente inexplorado por oposição à energia eólica em terra. Ao investigar e melhorar as técnicas e tecnologias para a implementação das aplicações eólicas *offshore*, pode-se aumentar a contribuição das energias renováveis ao mesmo tempo que se diminui a necessidade de combustíveis fósseis.

A situação económica, principalmente a de Portugal, tem também um papel decisivo. Se existir um modo mais económico de caracterizar o conteúdo energético do recurso eólico *offshore*, isso traduz-se num decréscimo do valor do investimento inicial, o que pode facilitar a implementação destas tecnologias e/ou torná-las mais atrativas aos olhos dos investidores. Ora ao aproveitar os recursos renováveis endógenos, reduzir-se-ia a percentagem de energia importada e os encargos económicos que isso acarreta, reduzir-se-ia a dependência energética do exterior e melhorar-se-iam os níveis de CO₂ emitidos pelo sector energético. É importante referir que, se se exceder os níveis limite de emissão de CO₂ estipulados pela UE, os países são obrigados a pagar coimas o que aumenta os encargos económicos do país. A aposta neste sector ajudaria ainda a melhorar a imagem de Portugal nos mercados estrangeiros e resultaria num avanço tecnológico do país.

Posto isto, a motivação original para a concretização desta dissertação prende-se com a melhoria do cenário ambiental mundial e económico do país.

2. Energia eólica *offshore*

2.1 Introdução

As aplicações eólicas *offshore* são a área das energias renováveis que apresenta maior potencial de crescimento. O “boom” das aplicações eólicas em terra começa agora a fazer sentir as consequências de um crescimento exponencial. A continuação de implementação destas tecnologias eólicas apresenta possibilidade de constrangimentos a nível de licenças ambientais necessárias para implementação destas e uma rejeição por parte das populações pode constituir também um problema.



Figura 7 - Exemplo de um parque eólico em Portugal. [EFACEC, 2012]

As aplicações eólicas *offshore* apresentam diversas vantagens quando comparadas com as aplicações eólicas em terra.

- Potencial eólico mais elevado;
- Disponibilidade de largas áreas não exploradas;
- Ausência de barreiras orográficas ou de terrenos para transpor;
- Menor resistência das populações;
- Capacidade dos parques é teoricamente ilimitada;

São várias as razões pelas quais o potencial eólico é mais elevado em mar do que em terra, por exemplo o maior número de horas em que o vento se faz sentir, a menor turbulência que se faz sentir no mar e a menor variação da velocidade do vento com a altura o que sugere ventos mais fortes a uma menor altura, não sendo necessárias turbinas de grandes dimensões como em terra [Castro, 2007]. Dado que a potência de uma turbina é proporcional ao cubo da velocidade, um pequeno aumento da velocidade do vento pode traduzir-se num aumento significativo de potência.

Algumas das vantagens podem constituir também, em parte, desvantagens:

- Imersão em água salgada o que pode corroer os materiais;
- Sujeição a tempestades marítimas;

- Impossibilidade de se beneficiar de concentradores naturais como acontece em terra;
- Elevados custos de acesso para instalação e manutenção;
- Dificuldades de acesso em termos de meios necessários e devido a condições meteorológicas;
- Necessidade de transportar energia para terra.

Existem ainda alguns pontos importantes no que toca à implementação de tecnologias eólicas *offshore* que vale a pena referir, nomeadamente ambientais [U.S. Department of the Interior, 2006]:

- Vida marinha: as fundações podem atuar como recifes artificiais nalguns locais com condições próprias à origem dos mesmos, levando a uma maior concentração de vida marinha nessa zona o que pode afetar as populações de aves na zona pondo-as em risco de colisão com as turbinas;
- Aves migratórias: além do risco de colisão, é possível haver um aumento de consumo energético por parte das aves para evitar as torres e manter a orientação quando passam pelas turbinas. Existe ainda o risco das luzes poderem conduzir as aves em erro;
- Interferências com a navegação: os campos eletromagnéticos criados pelos cabos elétricos, ruídos e vibrações submarinas podem afetar a orientação e a navegação;
- Usos marítimos (recreativos e outros): a implementação destas tecnologias pode afetar o controlo do tráfego aéreo, radares de sistemas marítimos ou locais recreativos.
- Emissões: este único ponto equilibra prontamente os possíveis pontos negativos aqui enunciados. Toda a energia dita verde tem repercussões positivas no ambiente ou, pelo menos, menos negativas. Cada unidade de eletricidade produzida pela energia eólica representa menos uma unidade de energia produzida a partir de combustíveis fósseis, não contribuindo para agravar o atual problema de poluição derivado do uso destes.

É importante realçar a existência de dois tipos diferentes de aplicações eólicas *offshore*, o existente em águas pouco profundas¹ e em águas de grandes profundidades². A diferença principal a nível tecnológico reside nas fundações das turbinas. Em águas de pouca profundidade, os sistemas estão amarrados ao fundo enquanto os outros são sistemas flutuantes, que se encontram ainda num estágio inicial de implementação, como se mostra na imagem seguinte.

¹ Designado *shallow waters* na terminação anglosaxónica.

² Muitas vezes denominada por *deep offshore* na terminação anglosaxónica.

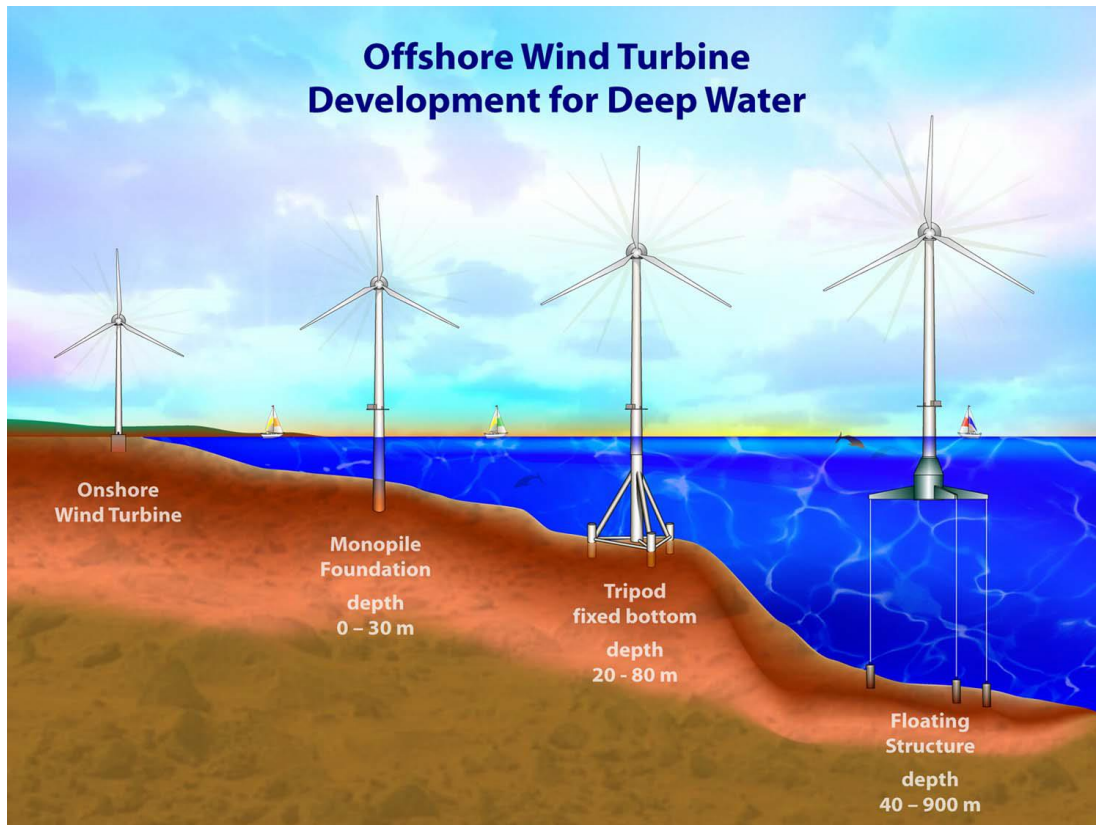


Figura 8 - Representação dos diferentes tipos de aplicações eólicas *offshore* [Robinson, 2006]

2.2 Situação em Portugal e na Europa

Com aproximadamente três mil quilómetros de costa e com uma plataforma costeira cuja profundidade varia entre os 25 e os 200 m com declives baixos da ordem dos 3%, Portugal tem condições favoráveis para apostar nestas tecnologias. O mapeamento do potencial eólico *offshore* mostra que as zonas costeiras mais a Norte, a sul de Lisboa e junto à Ponta de Sagres têm uma velocidade média do vento que varia entre 4.5 a 6.5 m/s.

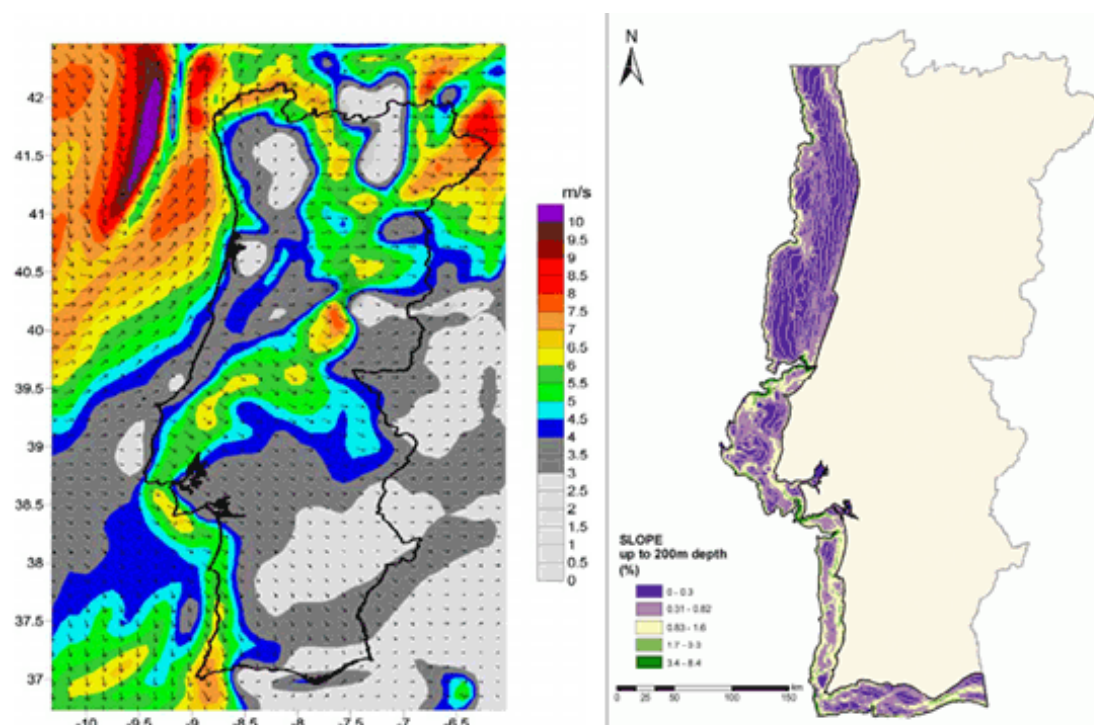


Figura 9 - Mapas do recurso eólico (à esquerda) e da batimetria da plataforma costeira portuguesa (à direita) [Estanqueiro, 2011]

Existe um enorme potencial de exploração em *deep offshore* como se pode verificar mais atentamente na figura que se segue, onde se assume, neste caso, a instalação de uma turbina de 2MW da *Vestas*.

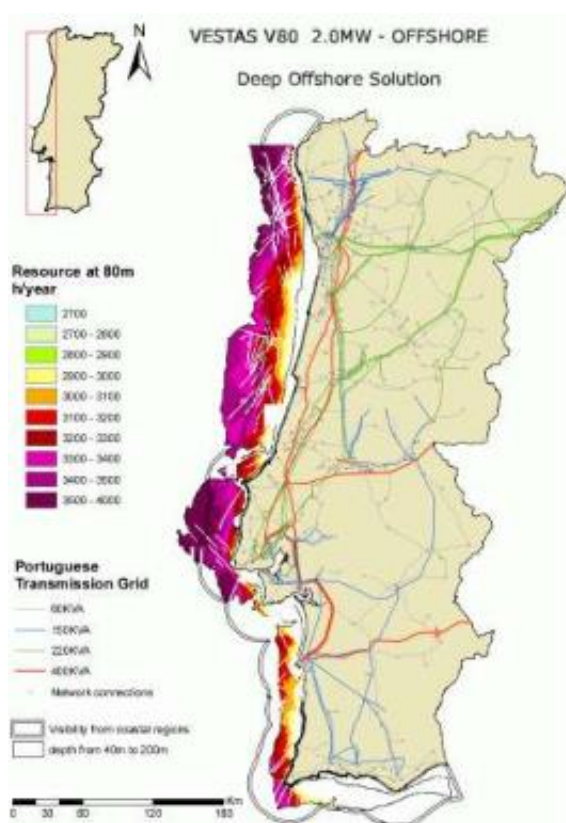


Figura 10 - Potencial português em *deep offshore* [Costa, 2010]

Os valores de NEPS³ ou número equivalente de horas variam entre as 3000 e as 4000 horas por ano. A instalação de uma só turbina de 2 MW produziria uma energia anual entre os 6 e os 8 GWh/ano.

Contudo existem algumas restrições a nível de zonas de possível implementação das tecnologias *offshore*:

- Falhas sísmicas;
- Zonas de proteção ecológica (ZEP) e outras zonas de proteção marítimas muito exclusivas;
- Zona piloto;
- Corredores de navegação;
- Cabos submarinos e elétricos com raio de 50 m;
- Tipo de fundo.

Para além do potencial existente e das zonas efetivamente disponíveis, são necessários ainda outros requisitos como:

- Conhecimento e experiência em plataformas marítimas e operação das mesmas;
- Conhecimento e experiência em transportes marítimos de grandes dimensões;
- Conhecimento e experiência em obras marítimas *offshore*;
- Desenho e engenharia de detalhe para a conceção de projetos *offshore*.

Também os custos de todo o processo desde o mapeamento do recurso existente até à criação de uma tarifa adequada passando pelo mapeamento das áreas adequadas e pelas necessidades técnicas e capacidade existentes exigidas para a realização de um projeto deste porte [Estanqueiro, 2011], constituem um entrave à implementação das aplicações eólicas *offshore*. Os projetos tornam-se bastante onerosos e requerem um investimento inicial de grande volume o que pode inviabilizar a realização dos mesmos.

Portugal possui atualmente uma turbina ao largo da Póvoa do Varzim a seis quilómetros da costa. A turbina tem uma potência de 2 MW, pesa mais de duas mil toneladas e tem a capacidade para abastecer 1300 habitações. Foi um investimento de 23 milhões de euros que envolveu inúmeras empresas como a EDP, a *Principle Power* (US), A. Silva Matos e a *Vestas Wind Systems* e que coloca Portugal na linha da frente no que toca a sistemas eólicos *offshore* flutuantes que se encontram em fase pré-competitiva.

A instalação desta turbina ilustra a possibilidade de aproveitamento dos recursos endógenos do país como forma de reduzir a dependência energética externa e de alterar a atual situação em que o país se encontra, criando mais empregos e dinamizando o setor económico e elétrico.

Após dois anos em fase de testes, está prevista a criação do primeiro parque eólico flutuante do mundo com cinco turbinas a partir deste protótipo. [Portal das Energias Renováveis, 2011]

³ Este calcula-se pelo produto do fator de capacidade pelo número de horas anuais. O fator de capacidade é por sua vez calculado pela divisão entre a potência média e a potência nominal.

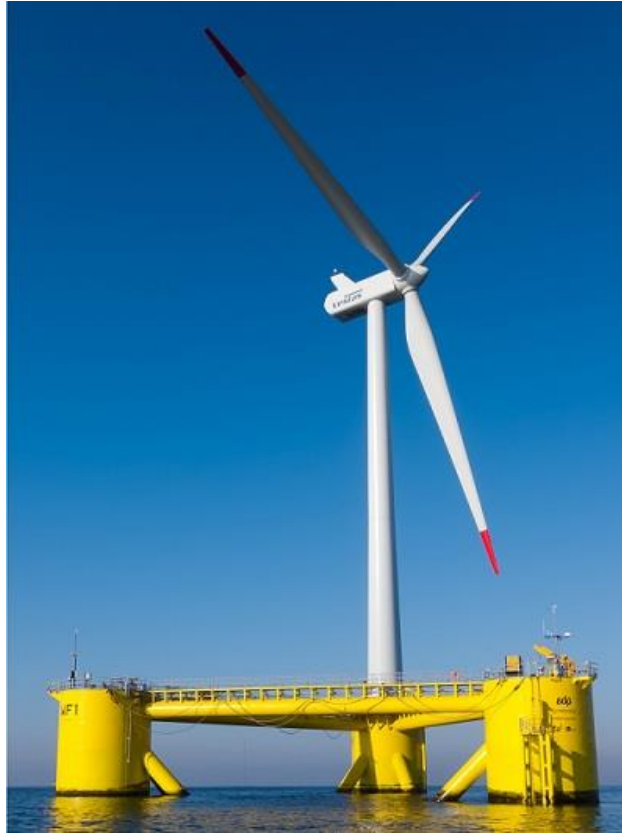


Figura 11 - Primeira turbina eólica flutuante instalada em Portugal [Portal das Energias Renováveis, 2011]

Na Europa o potencial eólico *offshore* varia substancialmente, veja-se por exemplo a diferença entre o mar do Norte, onde se encontram as melhores condições e o mar Mediterrâneo junto à costa italiana. É importante referir que os países nórdicos apresentam maior capacidade de aproveitamento em águas pouco profundas. Mostra-se de seguida o potencial eólico a nível europeu.

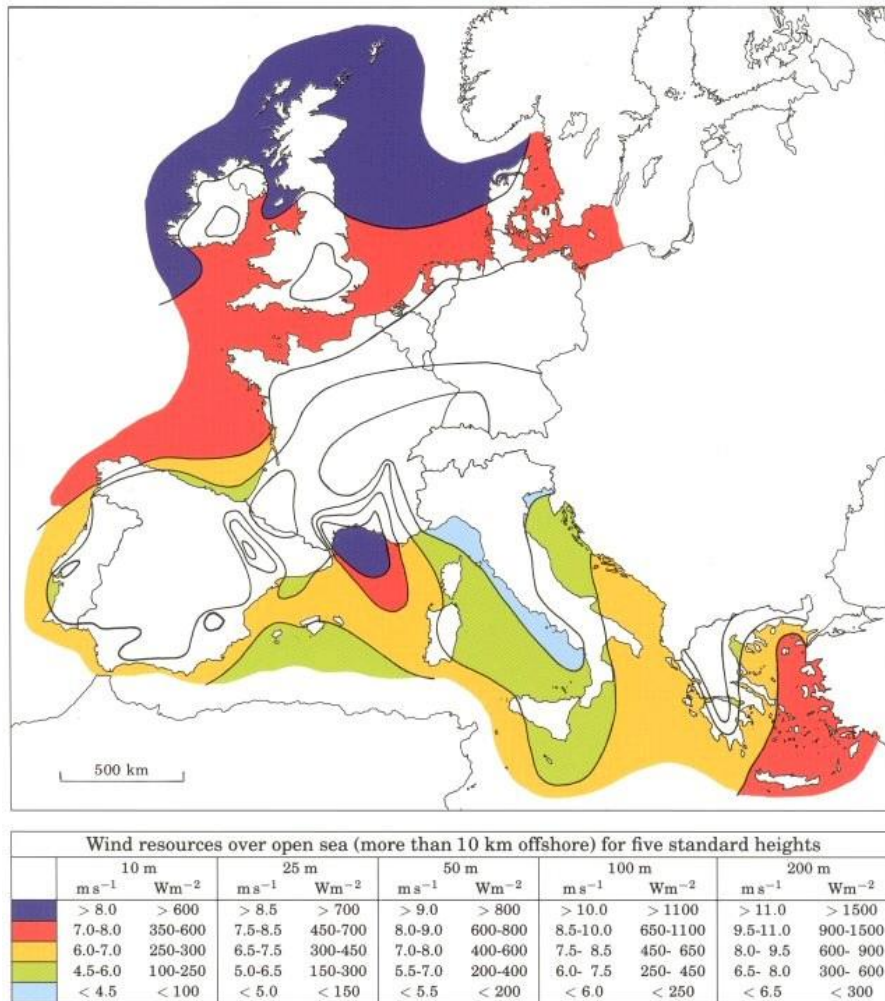


Figura 12 - Atlas Europeu Vento *Offshore* [Risø National Laboratory, 1989]

A nível europeu os países que mais têm investido nas aplicações eólicas *offshore* são a Dinamarca, Alemanha, Holanda, Bélgica e o Reino Unido pois têm profundidades relativamente baixas (tipicamente < 40 m) e mais adequadas para primeiros projetos. Instalações em profundidades maiores ou mesmo em plataformas flutuantes ainda são raras e destaca-se a da *StatOil* na Noruega e a já acima mencionada - *WindFloat*, em Portugal.

Pode observar-se na Figura 13 a evolução da capacidade eólica *offshore* instalada anualmente desde 2000 (colunas a azul claro) até à primeira metade do ano 2012 sendo que as colunas azul-escuras representam a primeira metade dos anos (H1) 2010, 2011 e 2012.

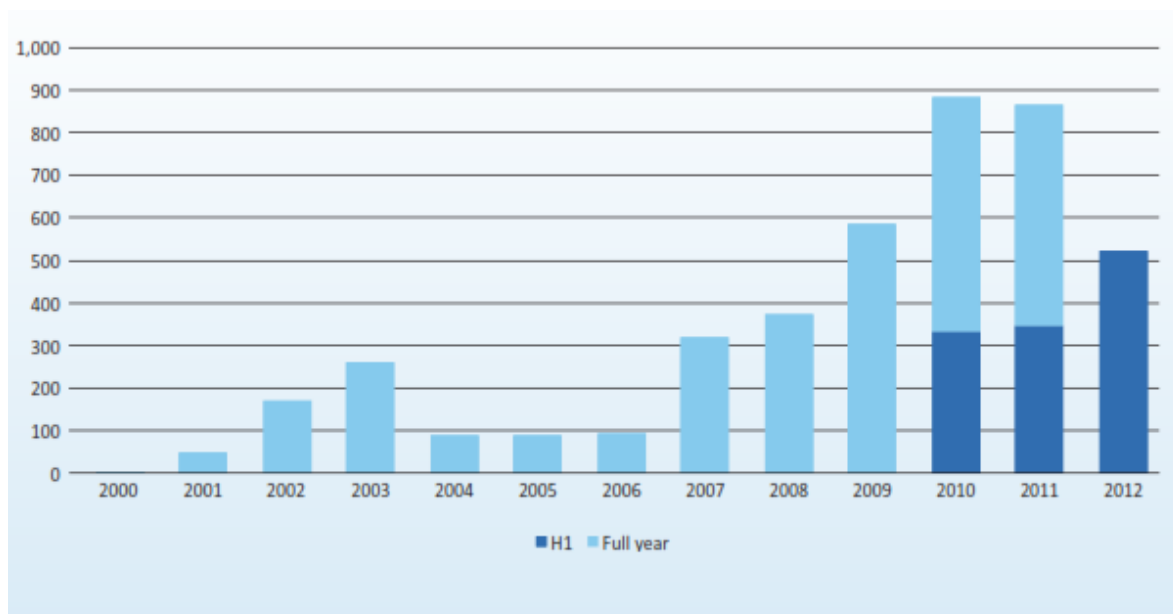


Figura 13 - Capacidade eólica *offshore* instalada anualmente na Europa (MW) [EWEA, 2012]

Atualmente já existem vários parques eólicos *offshore*, que totalizam 4,336 MW [EWEA], do qual o parque de Arklow Bank na Irlanda (Figura 14) constitui um exemplo.



Figura 14 - Parque eólico *offshore* em Arklow Bank, Irlanda [OCS Energy, 2012]

3. Escoamento Atmosférico

A origem do vento resulta de uma diferença de temperaturas e consequentemente de pressões no globo resultante de uma distribuição desigual de energia à sua superfície. Esta desigualdade obriga a que exista um modo de transferência de energia com vista a atingir o equilíbrio térmico, originando assim a circulação atmosférica. Deste modo as massas de ar viajam dos locais com maior temperatura (regiões equatoriais) para os locais com menor temperatura (regiões polares).

No século XVIII Hadley propôs um modelo de circulação composto apenas por uma célula que representava um movimento ascendente nas regiões equatoriais e um movimento descendente sobre os pólos com posterior retorno das massas de ar ao equador junto à superfície, como se mostra na Figura 15.

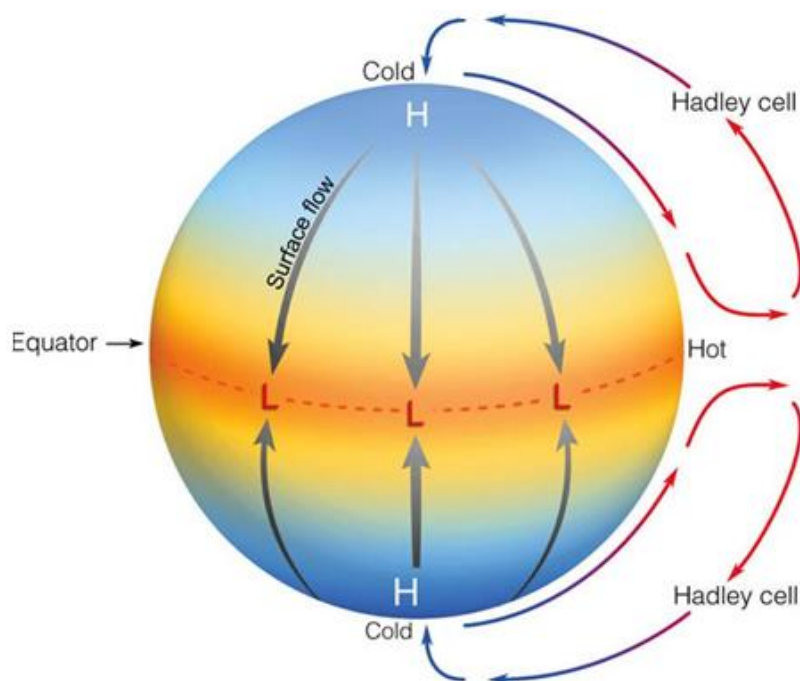


Figura 15 - Modelo de circulação proposto por Hadley [Wind Global Systems, 2012]

Contudo, existem outros processos que afetam o movimento das massas de ar que não foram tidos em consideração por Hadley. Estes são, entre outros:

- radiação na própria atmosfera
- transferência de calor por condução e convecção
- compressões e expansões do ar e trocas radioativas entre o Sol e a Terra.

Existem ainda fatores que condicionam o movimento das massas de ar como o movimento rotacional da Terra e consequente efeito de Coriolis⁴.

A circulação atmosférica pode então ser representada de um modo muito simplista por um modelo tricelular composto pela célula de Hadley, a célula da latitude média⁵ e a célula polar⁶ como representado na Figura 16.

⁴ Efeito de Coriolis é o nome dado ao desvio que o fluxo de ar sofre na sua trajetória pela influência do movimento de rotação da Terra.

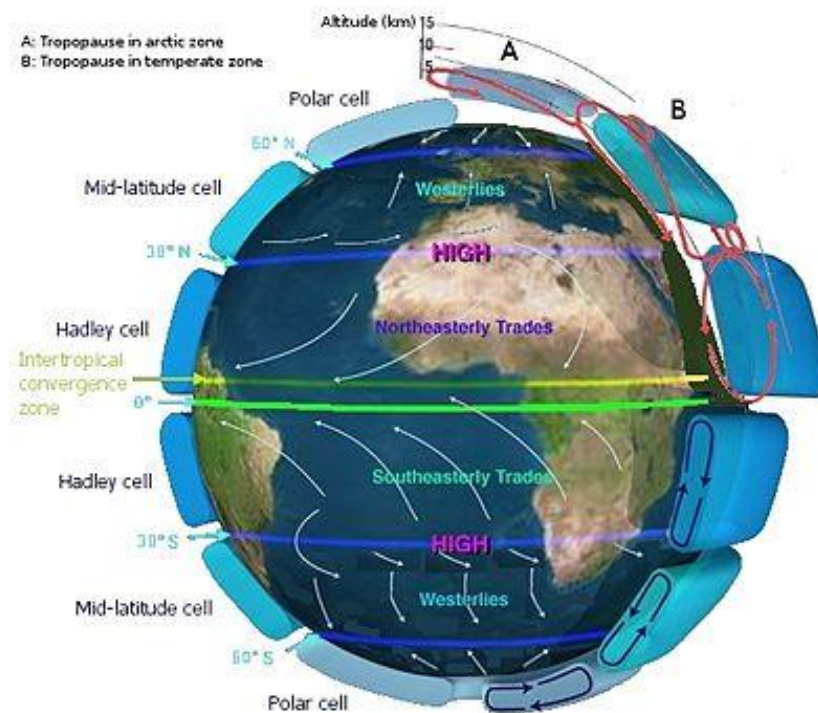


Figura 16 - Modelo tricelular da circulação atmosférica [Earth Global Circulation, 2012]

3.1 Camada Limite Atmosférica

A superfície terrestre provoca um efeito de retardamento no escoamento devido ao atrito existente entre a superfície e a massa de ar em movimento. De facto, exige-se que a velocidade do escoamento seja nula ao nível do solo de acordo com a condição fronteira de não escorregamento.

Contudo, a força de atrito decresce com o aumento da distância ao solo, tornando-se desprezável para alturas suficientemente elevadas, onde a velocidade do escoamento, não sofrendo qualquer atrito por parte do solo, toma o valor do vento gradiente. Este regista-se no topo da Camada Limite Atmosférica (CLA), resultante do equilíbrio entre gradientes de pressões, a força de Coriolis e forças centrífugas relacionadas com a curvatura das isobáricas. A CLA caracteriza-se pela variação da velocidade do vento em altura e a sua espessura representa-se por δ , como ilustra a figura seguinte. Acima da CLA, a atmosfera denomina-se atmosfera livre.

⁵ Na terminação anglo-saxónica designada por *Mid-latitude cell*.

⁶ Na terminação anglo-saxónica designada por *Polar cell*.

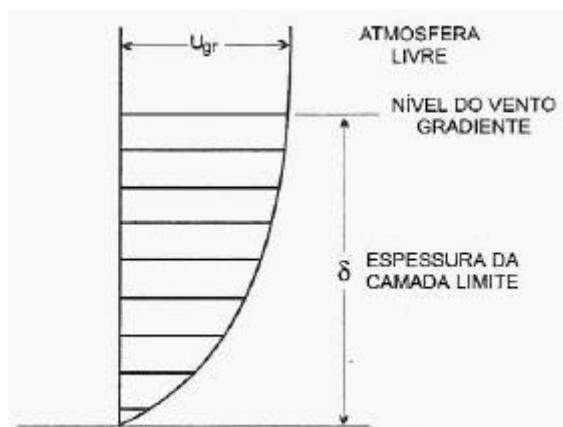


Figura 17 - Representação da CLA [Estanqueiro, 1997]

Diversos autores assumem que a espessura da CLA se situa entre os 600 e os 1000 m [e.g. Saraiva, 1983]. Esta espessura não é constante até porque, perante a condição de ventos fortes⁷, o efeito do gradiente de temperatura é desprezável, fazendo com que a espessura e a forma da CLA dependam essencialmente da configuração da superfície terrestre. A orografia do terreno condiciona assim o perfil da velocidade média que descreve a CLA. Na figura seguinte mostra-se claramente que para diferentes rugosidades de solo, existe uma diferente forma e espessura da CLA. O primeiro caso retrata um ambiente urbano, o caso seguinte um ambiente arborizado e o último terreno aberto.

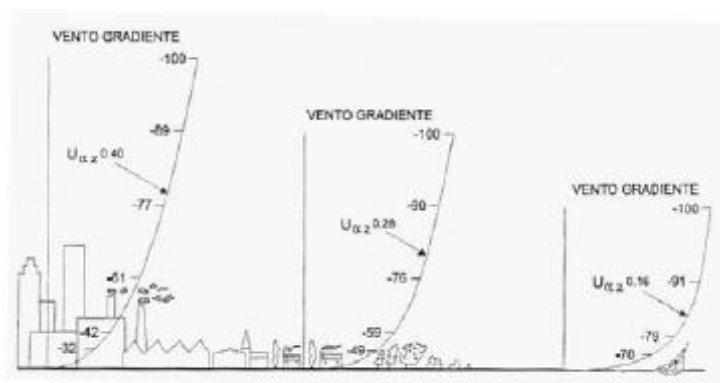


Figura 18 - Efeito de diferentes rugosidades do solo na CLA [Davenport, 1966]

A CLA pode ainda ser dividida em duas sub-camadas, a sub-camada logarítmica ou zona de parede e a sub-camada exterior. Na sub-camada logarítmica as tensões de corte⁸ são aproximadamente constantes e iguais às tensões de corte no solo enquanto a sub-camada exterior é caracterizada por uma evolução das tensões de corte do valor constante assumido na logarítmica até se anularem no topo da CLA. É na sub-camada logarítmica (aproximadamente 100 a 150 m) que se encontra o domínio dos aproveitamentos de vento, o que torna esta sub-camada extremamente importante. Nesta zona e na condição de ventos fortes, pode-se descrever o perfil de velocidade do vento pela lei logarítmica de Prandtl ou lei da parede, como é vulgarmente designada. [Davenport, 1966]

⁷ Condição de ventos fortes em energia eólica aplica-se geralmente quando as velocidades de vento são superiores a 9 m/s.. Na condição de ventos fortes o efeito do gradiente de temperaturas pode ser desprezado, sendo a atmosfera normalmente designada por atmosfera neutra nesta condição.

⁸ Tensões de corte são tensões geradas pela aplicação de forças com sentidos iguais ou opostos, com direções semelhantes mas diferentes intensidades.

$$\overline{U}_z = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_0} + b_0 \quad (1)$$

em que:

$$u_* = \sqrt{\tau_0 / \rho} \quad (2)$$

Na equação (1) \overline{U}_z é a velocidade média do vento à altura de referência z , u_* é a velocidade de atrito que se calcula pela equação (2), k é a constante de von Kármán que ronda o valor 0.4, b_0 é uma constante de integração e z_0 designa-se por comprimento característico da rugosidade do solo. Na equação (2) τ_0 é a tensão de corte à superfície da Terra e ρ é a massa volúmica do ar.

A lei logarítmica é considerada válida até uma certa distância acima do solo que é dada pela seguinte equação.

$$z_1 = b' \frac{u_*}{f_c} \quad (3)$$

Onde b' é uma constante que pode tomar valores entre 0.015 e 0.03 e f_c é o chamado parâmetro de Coriolis ($f_c = 2\Omega \sin \phi$). Esta expressão vai de encontro ao mencionado por vários autores que referem que a sub-camada logarítmica constitui cerca de 10 a 15% da espessura da CLA.

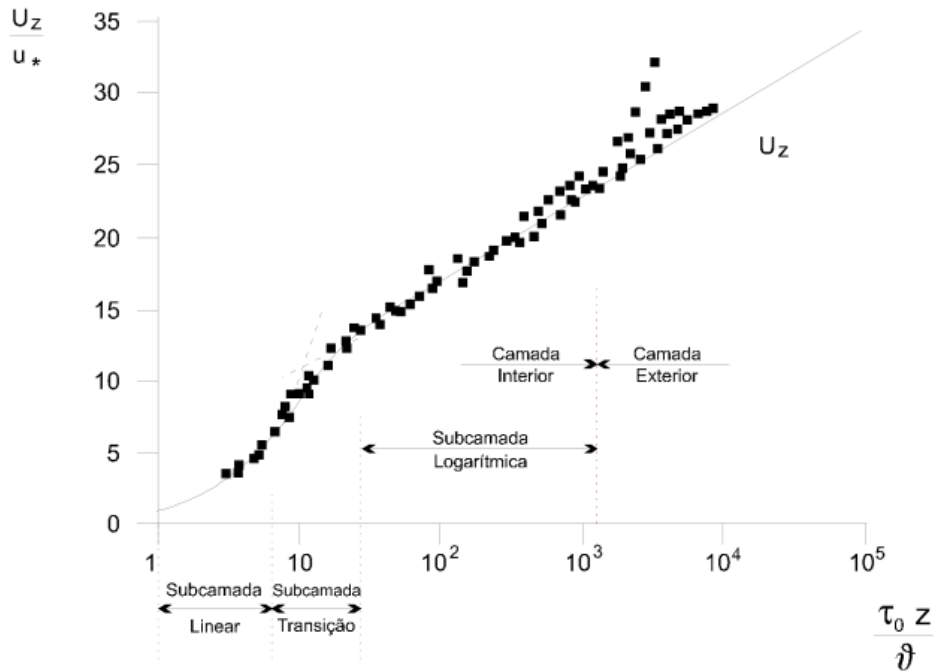


Figura 19 - Estrutura da CLA [Saraiva, 1983]

Ainda relacionado com a sub-camada logarítmica, pode definir-se também o coeficiente de atrito do escoamento no solo, representado por k' , que se calcula do seguinte modo:

$$k' = \frac{\tau_0}{\rho \overline{U_z}^2} \quad (4)$$

Substituindo nas equações anteriores,

$$k' = \left[\frac{u_*}{\overline{U_z}} \right]^2 = \frac{k^2}{\ln^2(z/z_0)} \quad (5)$$

Os coeficientes de atrito e comprimentos característicos da rugosidade dos diferentes tipos de superfície apresentam-se na Tabela 1.

Tabela 1 - Coeficientes de atrito para diferentes tipos de superfície [Simiu e Scanlan, 1986 e Saraiva, 1983]

Tipo de terreno	$z_0 [cm]$	$k' \times 10^3$
Areia	0.01 a 0.1	1.2 a 1.9
Superfície do mar ⁹	0.0003 a 0.5	0.7 a 3.6
Neve	0.1 a 0.6	1.9 a 3.9
Relva baixa	0.1 a 1.0	1.9 a 3.4
Estepes	1.0 a 4.0	3.4 a 5.2
Descampados	3.0	4.1 a 4.7
Relva alta / Cereais	4.0 a 10.0	5.2 a 7.6
Arbustos	10.0 a 30.0	7.6 a 13.0
Terreno arborizado ¹⁰	90.0 a 100.0	28.0 a 30.0
Subúrbios	20.0 a 40.0	10.5 a 15.4
Centro de povoações	35.0 a 45.0	14.2 a 16.6
Centro de grandes cidades	60.0 a 80.0	20.0 a 50.0

Ainda que deva ser apenas usada como primeira aproximação, é possível estimar empiricamente o perfil de velocidades do vento na sub-camada logarítmica pela chamada lei das potências.

$$\frac{\bar{U}_{z_1}}{\bar{U}_{z_2}} = \left(\frac{z_1}{z_2} \right)^\alpha \quad (6)$$

onde \bar{U}_{z_1} e z_1 são a velocidade do vento e a altura de referência conhecidas e \bar{U}_{z_2} a velocidade do vento extrapolada para a altura z_2 . O expoente α assume diferentes valores para diferentes tipos de terreno como mostra a Tabela 2.

Tabela 2 - Expoente α para diferentes tipos de terreno [Manwell et al, 2002]

Descrição da superfície terrestre	α
Superfície lisa, lago ou oceano	0,10
Relva	0,14
Vegetação rasteira (até 0,3m), árvores ocasionais	0,16
Arbustos	0,20
Árvores, construções ocasionais	0,22 a 0,24
Áreas residenciais	0,28 a 0,40

O perfil de velocidades afasta-se do estimado pela lei logarítmica na sub-camada exterior. No entanto, este afastamento é controlado pelo escoamento exterior na atmosfera livre que transfere energia para a zona de fronteira com o solo através da sub-camada logarítmica, de modo a existir um equilíbrio.

⁹ O valor da rugosidade depende da velocidade do vento e da ondulação.

¹⁰ O valor para esta superfície é função da altura média das árvores (15 m) aproximadamente 10² árvores/ha.

3.2 Turbulência Atmosférica

O vento perto do solo e até algumas centenas de metros de altitude não é constante mas sim continuamente perturbado por flutuações aleatórias designadas por rajadas¹¹. O escoamento pode ser descrito como sendo composto por uma velocidade média de vento proporcional ao vento gradiente ou escoamento médio a grandes altitudes com a sobreposição de flutuações tridimensionais instáveis, inconstantes e aleatórias, ou seja, flutuações turbulentas [Fordham, 1985].

$$U_i = \bar{U}_i + u_i \quad (i = 1, 2, 3) \quad (7)$$

Assim, o escoamento pode ser descrito pela soma da velocidade média com a flutuação, sendo que i representa as direções dos eixos ortonormados.

As características determinantes da turbulência são as já referidas anteriormente, a aleatoriedade das flutuações e a tridimensionalidade, faltando enunciar apenas o elevado valor da capacidade de mistura num escoamento turbulento por meio da difusividade como mostrado por Taylor. O escoamento turbulento é ainda caracterizado por um número de Reynolds superior ao número crítico ($Re > 3 \times 10^5$), o que se verifica quase sempre na atmosfera e particularmente na CLA cujo valor do número de Reynolds é superior a 10^8 [Estanqueiro, 1997].

Embora a turbulência na atmosfera possa ser tanto mecânica como convectiva na sua origem, a turbulência convectiva tem um papel menor para ventos moderados a fortes. A razão para tal é o rápido aumento da turbulência mecânica com o aumento da velocidade do vento e a minimização da turbulência convectiva pela ação de mistura causada pela turbulência mecânica. Esta última previne a instabilidade térmica e tende a reduzir a atmosfera a um estado de estabilidade neutra. [Davenport, 1960]

3.2.1 Equações do Movimento de um Escoamento Uniforme e Turbulento

O movimento da atmosfera é regido pelos princípios fundamentais da mecânica de meios contínuos. O movimento pode ser descrito recorrendo às equações de Navier-Stokes dado que, para aplicações eólicas, o efeito da força de Coriolis pode ser desprezado. Assume-se então numa primeira instância um escoamento uniforme isotérmico e incompressível de velocidade instantânea U_i , viscosidade cinemática ν ($\nu = \mu / \rho$), massa volúmica ρ e viscosidade dinâmica do ar μ . As equações apresentadas de seguida são a equação da continuidade também designada por equação de conservação da massa, a equação de conservação da quantidade do movimento e a equação da conservação de energia, respetivamente. É de notar que $1/2 U_i U_i$ é a energia cinética e U na equação (10) representa a energia interna. [Estanqueiro, 1997]

$$\frac{\partial U_i}{\partial x_i} = 0 \quad (8)$$

$$\frac{\partial U_i}{\partial t} + U_j \frac{\partial U_i}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i} - \nu \frac{\partial^2 U_i}{\partial x_j \partial x_j} \quad (9)$$

¹¹ Na terminação anglosaxónica designam-se por *gusts*.

$$\frac{\partial(U + 1/2 U_i U_i)}{\partial t} + U_j \frac{\partial(U + 1/2 U_i U_i)}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial U_i P}{\partial x_i} - \nu \left[\frac{\partial}{\partial x_j} \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} U_i \right) \right] \quad (10)$$

Na equação (9) $\partial U_i / \partial t$ representa a variação temporal local da velocidade do vento que é nula para escoamentos estacionários, $U_j \partial U_i / \partial x_j$ representa a ação das forças de inércia que constitui o termo convectivo, $\partial P / \partial x_i$ é o gradiente de pressões longitudinais resultante das forças de pressão, incluindo ainda o efeito das forças gravíticas e por último, $\nu \partial^2 U_i / \partial x_j \partial x_j$ representa o efeito das forças de atrito.

A equação (10) é essencial para a caracterização do escoamento. Contudo, na condição de ventos fortes o escoamento pode assumir-se aproximadamente isotérmico, fazendo com que esta possa ser interpretada apenas como um corolário da equação de conservação de movimento dado que, para gases perfeitos, a energia interna U depende exclusivamente da temperatura, logo a função de dissipação aparece diretamente no termo quadrático dos efeitos da viscosidade.

Substituindo a velocidade do vento por (7)(8) nas equações usadas para caracterizar o escoamento uniforme e usando os valores médios destas, é possível obter as expressões que descrevem o escoamento em regime turbulento. Tal é válido para a equação da continuidade, sendo apenas válido para a equação de Navier-Stokes se o fluido for Newtoniano, ou seja, se for um fluido incompressível com viscosidade constante independente do gradiente de velocidade.

Considere-se uma camada limite turbulenta e estacionária que se desenvolve sobre uma placa plana. Tomando os valores médios, apresentam-se as equações que descrevem o escoamento turbulento, a equação de conservação da massa, a equação da conservação da quantidade de movimento e a de conservação da quantidade de energia, respetivamente.

$$\frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_i} = 0 \quad ; \quad \frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0 \quad (11)$$

$$\frac{\partial \bar{U}_i}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{P}}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\mu \left(\frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{U}_j}{\partial x_i} \right) - \rho \overline{u_i u_j} \right] \quad (12)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial K}{\partial t} + \bar{U}_j \frac{\partial K}{\partial x_j} = & \frac{\partial}{\partial x_j} (-\rho \overline{u_i u_j} \bar{U}_i) - (-\rho \overline{u_i u_j} \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j}) - \frac{\partial}{\partial x_i} (\bar{P} \bar{U}_i) + \\ & + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\mu \left(\frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{U}_j}{\partial x_i} \right) \bar{U}_i \right] - \mu \left[\frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \bar{U}_j}{\partial x_i} \right] \frac{\partial \bar{U}_i}{\partial x_j} \end{aligned} \quad (13)$$

onde cada termo representa:

- $\frac{\partial K}{\partial t}$: variação local de energia cinética média;
- $\bar{U}_j \frac{\partial K}{\partial x_j}$: transporte convectivo de energia cinética pelo campo das velocidades médias;

- $\frac{\partial}{\partial x_j}(-\overline{\rho u_i u_j U_i})$: transferência de energia entre o escoamento médio e a turbulência;
- $(-\overline{\rho u_i u_j} \frac{\partial \overline{U_i}}{\partial x_j})$: transferência de energia associada às tensões de corte no escoamento médio;
- $\frac{\partial}{\partial x_i}(\overline{P U_i})$: energia associada ao efeito das forças de pressão;
- $\left[\mu \left(\frac{\partial \overline{U_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{U_j}}{\partial x_i} \right) \overline{U_i} \right]$: transporte difusivo de energia cinética média pelo campo médio;
- $\mu \left[\frac{\partial \overline{U_i}}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{U_j}}{\partial x_i} \right]$: dissipação de energia por ação viscosa;

Considerando o ar como um fluido incompressível, as forças mássicas são englobadas no termo da pressão na equação da conservação da quantidade de movimento (equação (12)). Os termos $\overline{\rho u_i u_j}$ representam a contribuição das flutuações de velocidade para a difusão e são normalmente designadas por tensões de Reynolds pois podem ser interpretados como tensões associadas à dissipação da energia da turbulência. Em média, $\overline{u_i u_j}$ tem valores menores que zero.

Dado que se trata de um escoamento isotérmico de um fluido incompressível, a equação da conservação da quantidade de energia (equação (13)) fica reduzida a um corolário da equação da quantidade de movimento que descreve o transporte da energia cinética. A equação de transporte da energia cinética é o resultado do produto interno da equação da quantidade de movimento pelo vetor velocidade, em termos instantâneos, onde $K = 1/2 \rho \overline{U_i U_i}$ é a energia cinética média. Pode conhecer-se a equação de transporte da energia cinética turbulenta subtraindo a equação (13) à equação de transporte da energia cinética total, onde $kt = 1/2 \rho \overline{u_i u_i}$ representa a energia cinética turbulenta, como se mostra de seguida. [Estanqueiro, 1997]

$$\begin{aligned} \frac{\partial kt}{\partial t} + U_j \frac{\partial kt}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{ktu_j}}{\partial x_j} = & -\overline{\rho u_i u_j} \frac{\partial \overline{U_i}}{\partial x_j} - \frac{\partial}{\partial x_i}(\overline{p u_i}) + \\ & + \frac{\partial}{\partial x_j} \left[\mu \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) u_i \right] - \mu \left[\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right] \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \end{aligned} \quad (14)$$

onde cada termo representa:

- $\frac{\partial kt}{\partial t}$: variação local da energia cinética turbulenta;
- $U_j \frac{\partial kt}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{ktu_j}}{\partial x_j}$: transporte convectivo da energia cinética turbulenta;
- $-\overline{\rho u_i u_j} \frac{\partial \overline{U_i}}{\partial x_j}$: produção de energia cinética a partir do campo médio;
- $\frac{\partial}{\partial x_i}(\overline{p u_i})$: energia associada à redistribuição difusiva devido às flutuações de pressão;

- $\overline{\mu \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) u_i}$: transporte difusivo de energia cinética associado ao campo turbulento;
- $\overline{\mu \left[\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right] \frac{\partial u_i}{\partial x_j}}$: dissipação de energia cinética pelos turbilhões de pequena dimensão;

Mesmo para as situações mais simples, as equações aqui apresentadas não têm solução.

A figura abaixo ilustra os processos de transferência de energia que ocorrem numa camada limite turbulenta.

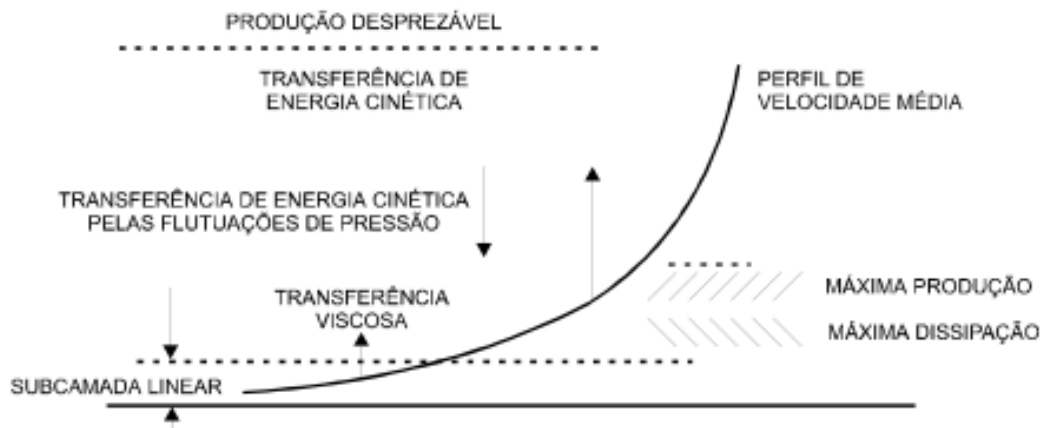


Figura 20 - Processos de transferência de energia numa camada limite turbulenta [Estanqueiro, 1997]

3.2.2 Teoria Estatística da Turbulência

G.I. Taylor , um dos autores mais conhecidos e seguidos nesta matéria, sugeriu que se deveria encarar a dinâmica do movimento turbulento não como um efeito da difusão da quantidade de movimento mas sim como um efeito da difusão da vorticidade. Introduziu também a ideia de que a turbulência pode ser visualizada como redemoinhos irregulares de movimento denominados de turbilhões¹² [Taylor, 1915].

Estes turbilhões têm dimensão variável que varia entre um máximo definido pelas condições fronteira do escoamento e um mínimo definido pela dissipação de energia. Estes turbilhões em larga escala recebem energia cinética do vento gradiente, no topo da CLA. Vão gerando e alimentando turbilhões cada vez menores até que os turbilhões mais pequenos se dissipem junto ao solo por efeitos de viscosidade como calor sensível. Entre estes turbilhões de diferentes escalas existe uma gradual transferência de sentido único de energia turbulenta, a chamada cascata de energia. [Taylor, 1937]

Este processo de deformação dos turbilhões por ação do vento gradiente, também designado por estiramento dos turbilhões, resulta num aumento da energia cinética de rotação e consequente redução da dimensão do mesmo na direção perpendicular ao estiramento. Reforça-se a ideia da forte tridimensionalidade da turbulência, da sua aleatoriedade e também do aumento da difusividade presente num escoamento turbulento.

¹² Designados *eddies* na terminação anglo-saxónica.

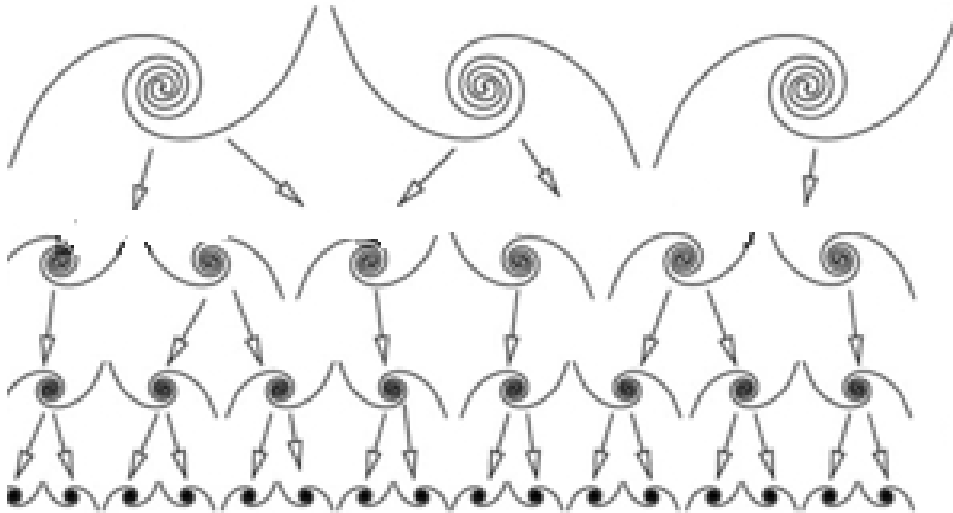


Figura 21 - Representação esquemática da cascata de energia [adaptado de Nazarenko, 2011]

A existência destes turbilhões presentes em escoamentos turbulentos foi confirmada por diversas experiências realizadas por vários autores. As curvas de iso-velocidade obtidas em 1937 por Sherlock e Stout sustentam a ideia da existência destas regiões de alta vorticidade. [Fordham, 1985]

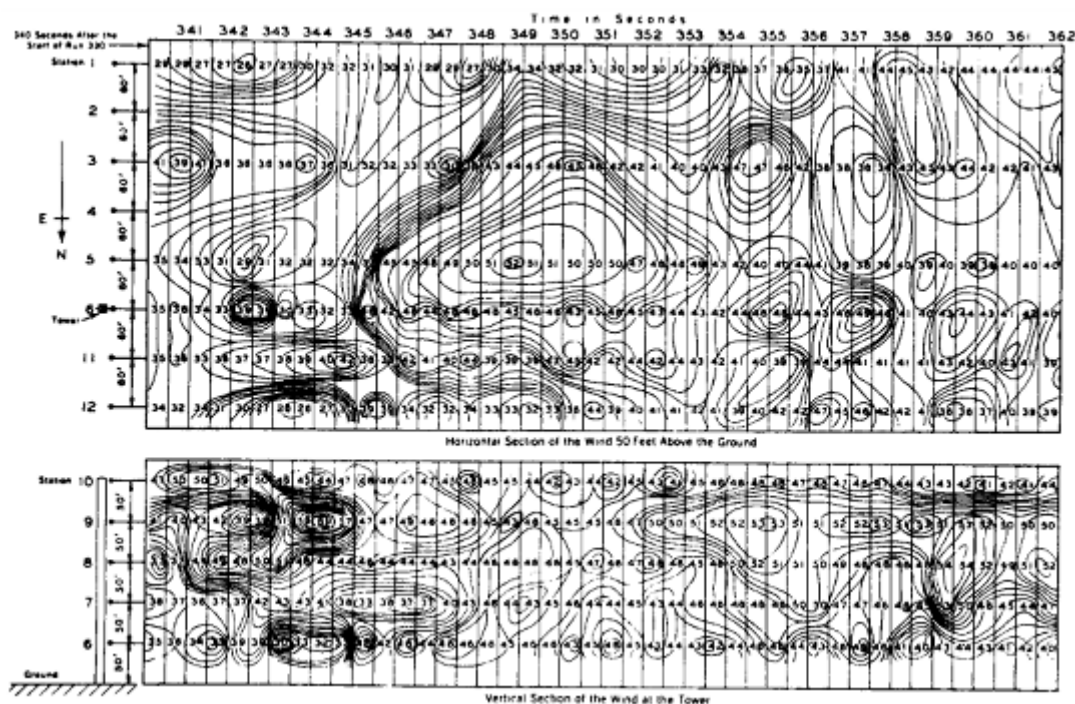


Figura 22 - Curvas de iso-velocidade [Fordham, 1985]

Prandtl e Taylor introduziram um parâmetro designado por comprimento característico da mistura [Taylor, 1935] ou escala de turbulência representado por L que corresponde ao percurso médio das partículas, resultante da noção de turbilhões de dimensões bem definidas e da Teoria Cinética dos Gases. Este comprimento é uma representação de um comprimento fictício associado ao efeito da turbulência no escoamento médio mas a sua existência é revelada observando a distribuição da velocidade média, da temperatura e outras grandezas no escoamento.

Taylor introduziu ainda o conceito de turbulência congelada. Num escoamento estacionário e ergódico¹³ cuja turbulência se assuma homogénea¹⁴ e isotrópica¹⁵, assume-se que os turbilhões são convectados pelo escoamento médio de velocidade U sem sofrerem alteração ou deformação. [Taylor, 1938].

É fundamental considerar que as flutuações de velocidade variam aleatoriamente no espaço e no tempo, quando se estuda um escoamento turbulento. Consequentemente, torna-se lógica a descrição do mesmo sob uma abordagem estatística.

As propriedades do escoamento assumem um carácter aleatório no tempo à volta de um valor médio, logo a caracterização da componente de flutuação da velocidade pode fazer-se por meio de uma função densidade de probabilidade. Esta função representa o quociente entre uma probabilidade de ocorrência e o respetivo intervalo de velocidade. Na condição de ventos fortes, a turbulência atmosférica de origem puramente mecânica pode considerar-se aproximadamente gaussiana pelo Teorema do Limite Central, visto que as flutuações num ponto são o resultado de um grande número de turbilhões na sua vizinhança. [Fordham, 1985] [Taylor, 1935]

3.2.3 Representação Espectral da Turbulência

O vento pode ser descrito no domínio da frequência através de uma série de aproximações. O movimento tridimensional das partículas existentes num turbilhão presente no escoamento é um movimento tridimensional rotacional que tem associada uma velocidade angular e um número de onda. Também o tamanho dos turbilhões pode ser interpretado como um comprimento de onda (λ) que pode ser expresso através da frequência, representada aqui por f . Ora veja-se:

Tabela 3 - Relação entre características dos turbilhões [Oke and Roth, 1999]

Tamanho Turbilhões		λ		f
Grande dimensão	⇒	Comprimento de onda elevado	⇒	Baixas Frequências
Pequena dimensão	⇒	Pequenos comprimentos de onda	⇒	Altas frequências

Torna-se assim possível analisar e representar o vento no domínio da frequência, sendo esta representação denominada representação espectral.

A representação espectral do vento baseia-se na quantidade de energia cinética turbulenta associada à componente horizontal da velocidade do vento, comprimento de onda ou frequência. A esta função, que é obtida a partir de um registo significativo de medidas da velocidade do vento, dá-se o nome de densidade espectral de energia, porém neste trabalho adota-se a nomenclatura usada por Chatfield [1995] e designar-se-á por espectro, o que é equivalente. O espectro mede a distribuição das variâncias de uma variável, neste caso velocidade de vento, sobre comprimento de onda ou frequência. Normalmente, “exige-se” um período mínimo de registos de 12 meses devido à variabilidade sazonal do vento. [Costa, 2004]

¹³ Processo diz-se ergódico quando a média temporal e a média estatística são iguais. A hipótese de ergodicidade do escoamento atmosférico tem-se revelado correta, embora seja difícil de provar.

¹⁴ A turbulência diz-se homogénea quando as quantidades estatísticas são independentes da posição ou de qualquer translação do sistema de eixos ortonormados de referência.

¹⁵ A turbulência diz-se isotrópica quando a estrutura da turbulência não tem uma direção preferencial, por oposição à anisotropia.

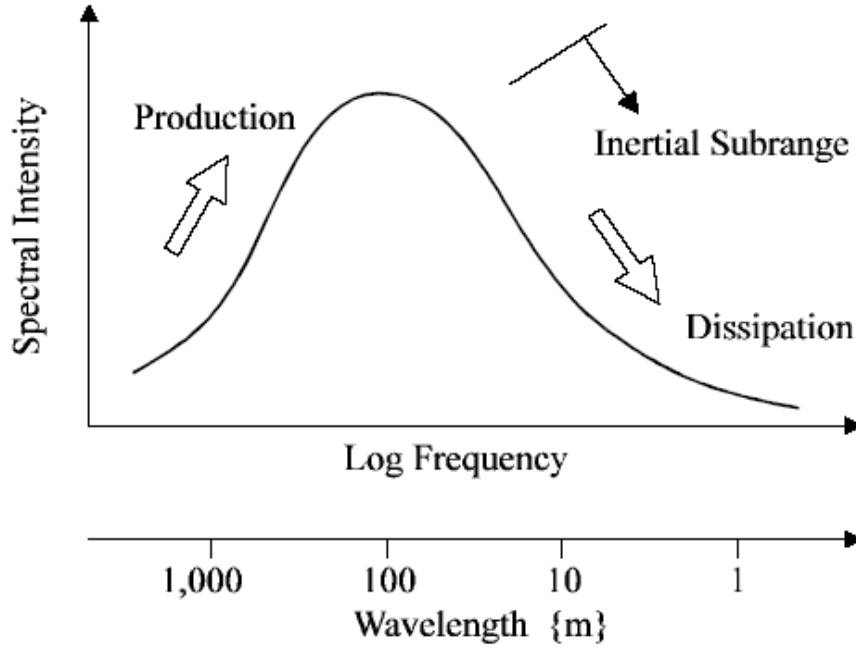


Figura 23 - Espectro de turbulência de vento esquematizado [Beaupuits, 2004]

Atentando ao espectro de turbulência e à hipótese de Taylor de turbulência congelada, o número de onda (k_1) pode definir-se por:

$$k_1 = \frac{2\pi f}{U} \quad (15)$$

Em que f é a frequência e \overline{U} a velocidade média. O número de onda corresponde ao inverso do diâmetro dos turbilhões.

Podem distinguir-se diferentes zonas no espectro de turbulência, como se pode ver na Figura 24. Para baixas frequências e consequentes baixos números de onda, encontram-se os turbilhões de grande dimensão que transportam energia fornecida pelo escoamento médio. A função espectral é k^{-1} . Seguidamente têm-se os turbilhões gerados pelos anteriores designados por turbilhões portadores de energia e finalmente, a redução da turbulência até à escala molecular pelo processo de cascata de energia já referida anteriormente. Esta última região é considerada a região de equilíbrio universal que se divide em duas sub-regiões, a de Kolmogorov ou inercial, proporcional a $k^{-5/3}$ e a de dissipação de Heisenberg, proporcional a k^{-7} .

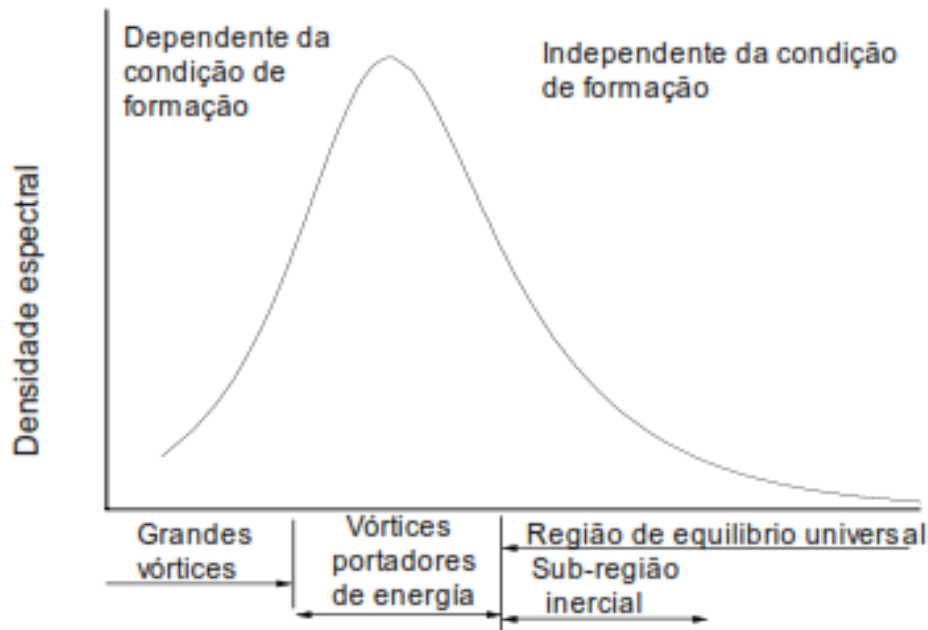


Figura 24 - Diferentes regiões do espectro de turbulência. [Wittwer, 2006]

Os turbilhões de maiores dimensões representam cerca de 20% da energia cinética turbulenta. São anisotrópicos e possuem um tempo de vida maior. Os turbilhões médios contêm a maior parte da energia cinética turbulenta. Os turbilhões mais pequenos dissipam-se por ação da viscosidade, como já referido anteriormente. A quantidade de energia cinética contida nestes turbilhões é pequena apesar de receberem constantemente energia pela transferência de *momentum* de turbilhões maiores.

À medida que os turbilhões vão diminuindo, o movimento tem a tendência para se tornar isotrópico e estes tendem a mover-se cada vez mais de forma aleatória. O facto de existir uma sub-região inercial na região de equilíbrio universal tem como condição a existência de isotropia local.

O espectro respeita a expressão de Kolmogorov, nesta região.

$$S_u = C_1 \varepsilon^{2/3} k^{-5/3} \quad (16)$$

Onde C_1 é a constante de proporcionalidade e ε é a taxa de dissipação devida à turbulência [Wittwer, 2006]. A taxa de dissipação é um parâmetro importante que controla o fluxo de energia injetado dos grandes turbilhões para os pequenos, ou seja, o fluxo de energia injetado na cascata de energia. Kolmogorov sugeriu que, na sub-região inercial, o espectro de energia cinética turbulenta depende somente de ε e de k . A esta expressão dá-se o nome de lei dos $(-5/3)$ de Kolmogorov.

3.2.4 Funções Espectrais Reduzidas da Turbulência Atmosférica

Se se caracterizar o vento por uma sobreposição de diferentes escalas temporais e independentes, é possível descrevê-lo através de um espectro de energia, sendo o espectro de Van der Hoven (Figura 25) uma das representações espectrais mais conhecidas.

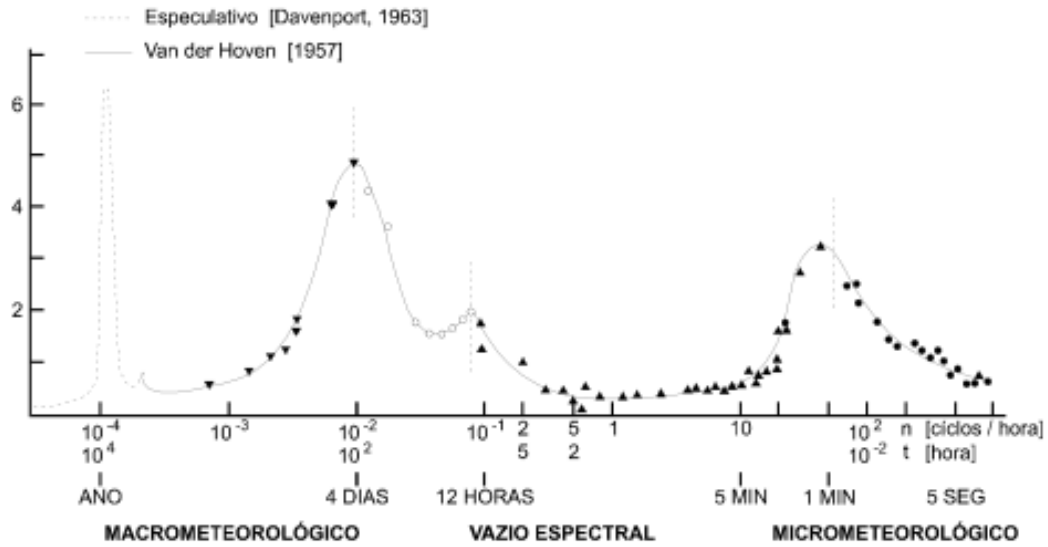


Figura 25 - Espectro de Van der Hoven [Estanqueiro, 1997]

É importante identificar os vários picos de energia no espectro de Van der Hoven. Os picos de energia estão associados a um fenómeno e são:

- **1 ano** deve-se ao movimento da Terra em torno do Sol;
- **6 meses** está associado à oscilação do eixo da Terra;
- **4 dias** deve-se ao tempo médio de passagem das superfícies frontais;
- **12 horas** corresponde ao ciclo semi-diurno dado que Van der Hoven não conseguiu detetar o pico espectral correspondente ao ciclo diurno devido à altura de medida escolhida;
- **1 minuto** está associado à turbulência atmosférica.

A zona do espectro entre 10 minutos e as 8 horas corresponde à zona designada por vazio espectral pois a sua componente energética é praticamente nula.

O espectro reduzido das flutuações longitudinais de velocidade do vento pode ser descrito por uma expressão do género:

$$\frac{nS(z, n)}{u_*^2} = 0.26f_0^{-2/3} \quad (17)$$

onde z é a altura ou distância ao solo, n é a frequência, u_* é a velocidade de atrito que se pode calcular pela equação (18) e f_0 o parâmetro de Monin calculado pela equação (19).

$$u_* = \frac{kU(z)}{\ln(z/z_0)} \quad (18)$$

Em que k é a constante de von Kármán cujo valor é aproximadamente 0.4, $U(z)$ é a velocidade referente à altura de referência z e z_0 é o comprimento característico da rugosidade do solo.

$$f_0 = \frac{nz}{U(z)} \quad (19)$$

Vários autores como Davenport e Kaimal propuseram diferentes expressões empíricas com o intuito de descrever a densidade espectral de energia da turbulência atmosférica. Estas expressões devem respeitar alguns requisitos como:

- $dS(n)/dn = 0$ para $n = 0$
- $S(n)$ monotonamente decrescente
- a área abaixo do espectro para a gama de baixas frequências deve igualar o valor quadrático médio das flutuações longitudinais de velocidade subtraído da área abaixo da curva $S(n)$

Na função espectral sugerida por Kaimal, equação (20), é visível a dependência da distância ao solo através da presença do parâmetro de Monin. Apresenta uma boa aproximação na zona de altas frequências embora não cumpra alguns dos requisitos enunciados acima [Beaupuits, 2004].

$$\frac{nS(n)}{u_*^2} = \frac{af_0}{(1 + bf_0)^{5/3}} \quad (20)$$

onde a tem o valor de 200, b tem o valor de 50 [Simiu e Scalan, 1996].

Outra função espectral da turbulência foi proposta por Harris. Esta, tal como a seguinte, não mostra a relação com a distância ao solo, ao contrário da de Kaimal.

$$\frac{nS(n)}{u_*^2} = 4 \frac{x}{(2 + x^2)^{5/6}} \quad (21)$$

Nesta expressão, x é calculado por $x = 1800n/U_{10}$.

Davenport [1960] apresenta a expressão seguinte como resultado de uma experiência levada a cabo pelo mesmo onde tenta perceber as mudanças que as variações na velocidade média do vento, na rugosidade da superfície e distância em relação à superfície podem causar ao espectro de vento. [Estanqueiro, 1997]

$$nS(n) = 4k\overline{U_{10}}^2 \frac{x}{(1 + x^2)^{4/3}} \quad (22)$$

Em que x representa o número de onda e calcula-se por $x = 1200n/U_{10}$, U_{10} é a velocidade do vento a 10 metros e k representa o coeficiente de arrasto, normalmente expressado por C_D .

O coeficiente de arrasto¹⁶ calcula-se pela equação (23).

$$C_D = k^2 \left[\ln \frac{z_r}{z_0} \right]^{-2} \quad (23)$$

¹⁶ Na terminação anglosaxónica é designado por *drag coefficient*

Onde k é a constante de von Kármán, z_r é a altura de referência e z_0 o comprimento característico da rugosidade.

4. Geração de Séries Sintéticas

Antes de mais deve referir-se que a série temporal proveniente dos dados de satélite tratada neste contexto é uma série temporal discreta, isto é, as observações são feitas a tempos específicos, igualmente espaçados normalmente.

Trata-se também de um processo estocástico, ou seja, um processo em que as previsões exatas são impossíveis, as ocorrências futuras só dependem parcialmente dos valores passados. [Chatfield, 1995]

4.1 Modelos Existentes

A descrição de uma série temporal pode ser feita no domínio do tempo ou no domínio da frequência. No domínio do tempo os modelos são caracterizados por um número finito de parâmetros, estimados através de observações. Os modelos autoregressivos¹⁷, de média móvel¹⁸, autoregressivos com média móvel¹⁹ e modelos autoregressivos integrados com média móvel²⁰ são alguns dos exemplos.

A combinação resultante dos métodos autoregressivo e média móvel (vd anexo A) resulta em vários outros modelos para análise de séries temporais. Os modelos ARMA e ARIMA são dois desses modelos que se explicam de seguida. [Chatfield, 1995]

4.1.1 ARMA

A importância deste modelo reside no facto de ser possível descrever uma série temporal estacionária por um modelo ARMA envolvendo menos parâmetros que um modelo AR ou MA separados.

Um processo que contenha termos p de um modelo AR e termos q do modelo MA diz-se um processo ARMA de ordem (p,q) e é dado por:

$$X_t = \alpha_1 X_{t-1} + \dots + \alpha_p X_{t-p} + Z_t + \beta_1 Z_{t-1} + \dots + \beta_q Z_{t-q} \quad (24)$$

Ao usar o operador de desfasagem B , pode reescrever-se a equação anterior:

$$\phi(B)X_t = \theta(B)Z_t \quad (25)$$

Onde $\phi(B)$ e $\theta(B)$ são polinómios de ordem p e q , respetivamente, como mostram as seguintes equações:

$$\phi(B) = 1 - \alpha_1 B - \dots - \alpha_p B^p \quad (26)$$

¹⁷ Na terminação anglosaxónica designa-se por *autoregressive* (AR)

¹⁸ Na terminação anglo-saxónica designa-se por *moving average* (MA)

¹⁹ Na terminação anglo-saxónica designa-se por *autoregressive moving average* (ARMA)

²⁰ Na terminação anglo-saxónica designa-se por *autoregressive integrated moving average* (ARIMA)

$$\theta(B) = 1 + \beta_1 B + \dots + \beta_q B^q \quad (27)$$

Os valores de α_i que fazem o processo estacionário são tais que as raízes de $\phi(B) = 0$ ficam fora do círculo unitário, como acontece num processo AR.

Tal como para um processo MA, os valores de β_i que tornam o processo invertível são tais que as raízes de $\theta(B) = 0$ situam-se fora do círculo unitário.

Às vezes torna-se útil expressar os modelos ARMA como um processo puramente de média móvel ou auto-regressivos. No primeiro caso, descreve-se o processo na forma:

$$X_t = \psi(B)Z_t \quad (28)$$

onde $\psi(B)$ é o operador da média móvel que pode ser de ordem infinita. Calcula-se do seguinte modo:

$$\psi(B) = \sum \psi_i B^i \quad (29)$$

Pela equação (25), retira-se que $\psi(B) = \theta(B) / \phi(B)$.

No segundo caso pode-se descrever o processo na forma:

$$\pi(B)X_t = Z_t \quad (30)$$

onde:

$$\pi(B) = \phi(B) / \theta(B) \quad (31)$$

Por convenção, escreve-se:

$$\pi(B) = 1 - \sum_{i \geq 1} \pi_i B^i \quad (32)$$

pois a maneira natural de descrever um modelo AR é:

$$X_t = \sum_{i=1}^{\infty} \pi_i X_{t-i} + Z_t \quad (33)$$

Comparando a equação (33) e a equação (25), verifica-se que:

$$\pi(B)\psi(B) = 1 \quad (34)$$

Os ψ pesos e os π pesos podem ser obtidos diretamente pela divisão ou descrevendo as potências de B numa equação como:

$$\psi(B)\phi(B) = \theta(B) \quad (35)$$

4.1.2 ARIMA

Na prática a maioria das séries temporais são não-estacionárias. É necessário remover as fontes de variações não-estacionárias para usar um modelo estacionário. Se a série temporal for não-estacionária na média, pode-se diferenciar a série. Se X_t for substituído por $\nabla^d X_t$ na equação (24), tem-se um modelo capaz de descrever alguns tipos de séries não-estacionárias, sendo d a ordem de integração. Um modelo deste tipo é designado por modelo integrado pois o modelo estacionário que é adaptado aos dados diferenciados tem de ser somado ou integrado para oferecer um modelo para dados não-estacionários.

A expressão geral para processos ARIMA é:

$$W_t = \alpha_1 W_{t-1} + \dots + \alpha_p W_{t-p} + Z_t + \dots + \beta_q Z_{t-q} \quad (36)$$

Sendo:

$$W_t = \nabla^d X_t = (1 - B)^d X_t \quad (37)$$

Por analogia com a equação (25) a equação anterior pode ser escrita como a equação (38) ou (39):

$$\phi(B)W_t = \theta(B)Z_t \quad (38)$$

$$\phi(B)(1 - B)^d X_t = \theta(B)Z_t \quad (39)$$

Tem-se um modelo ARMA (p, q) para descrever W_t , enquanto o modelo na equação b que descreve as d diferenças de X_t , é dito um processo ARIMA de ordem (p, q, d) . O modelo para X_t é claramente não-estacionário pois $\phi(B)(1 - B)^d$ tem d raízes no círculo unitário.

Os modelos ARIMA podem ser generalizados de modo a incluir termos sazonais.

4.1.3 Método de Shinozuka

O modelo de Shinozuka visa obter uma realização de um processo estocástico partindo de uma função espectral que caracterize o processo, sendo a modelação da turbulência atmosférica uma das possíveis aplicações apontada pelos autores. A função de densidade espectral é usada para efetuar uma soma ponderada de cossenos neste caso mas funções sinusoidais no geral. A contribuição de cada uma das N ondas é dada pela amplitude do espectro $S(w)$ para a frequência que a caracteriza. [Shinozuka and Jan, 1972]

Considere-se uma função $f(t)$ e a sua correspondente função de densidade espectral $S(w)$ que, com base no teorema de Wiener-Khintchine²¹, permite obter o par de Fourier (vd Anexo B). É possível descrever um processo aleatório, neste caso as flutuações longitudinais do escoamento atmosférico, por meio de uma série de ondas sinusoidais de frequências igualmente espaçadas, sendo as suas amplitudes obtidas a partir da função densidade espectral do escoamento atmosférico para a frequência (mais corretamente número de onda) respetivo.

De acordo com o método de Shinozuka para o caso mais simples, processos estocásticos univariados e unidimensionais, pode-se obter uma realização do processo pela seguinte expressão:

$$f(t) = \sqrt{2} \sum_{k=1}^N A_k \cos(\omega_k t + \phi_k) \quad (40)$$

onde:

$$A_k = [S(\omega_k) \Delta\omega]^{1/2} \quad (41)$$

$$\Delta\omega = \frac{\omega_u - \omega_l}{N} \quad (42)$$

$$\omega_k = \omega_l + (k - \frac{1}{2})\Delta\omega \quad k = 1, 2, \dots, N \quad (43)$$

$$\omega'_k = \omega_k + \delta\omega \quad (44)$$

$$\phi_k = 2\pi f_a \quad (45)$$

- $\delta\omega$ representa a frequência aleatória distribuída uniformemente entre $-\alpha\Delta\omega/2$ a $\alpha\Delta\omega/2$;
- ϕ_k é a fase aleatória distribuída também de forma uniforme entre 0 e 2π ;
- N é o número de frequências;

²¹ Este teorema representa a relação entre duas características importantes de um processo aleatório: o espectro do processo e a função correlação do processo.

- α é a quantidade de perturbação;
- $S(\omega)$ representa a função de densidade espectral;
- f_a representa números aleatórios;
- ω_l é a frequência mínima;
- ω_u é a frequência máxima;
- O espectro de fases também é gerado aleatoriamente.

A geração de séries temporais pelo método de Shinozuka tem por base o cálculo da função inversa da transformada discreta de Fourier (IDFT) da amplitude da função densidade espectral de energia de um processo. [Jeffries, Infield and Manwell, 1991] A zona do espectro em questão é normalmente designada por região micrometeorológica onde a turbulência existente é apenas de origem mecânica pois os efeitos térmicos são desprezáveis e as flutuações da velocidade do vento são aproximadamente isotrópicas pela hipótese de Kolmogorof. Pode recorrer-se a funções como a de Kaimal ou Davenport, entre outras, para descrever a turbulência mecânica.

4.2 Modelo

O modelo desenvolvido baseia-se no método de Shinozuka. Contudo, o método de Shinozuka tem algumas limitações e o cálculo da transformada discreta de Fourier acarreta grande dispêndio de tempo. Assim, o método usado neste trabalho usa como base o método de Shinozuka mas incorpora a transformada rápida inversa de Fourier (IFFT) o que permite acelerar o processo e aumentar o número de pontos amostrados. Não se inclui também a quantidade α , evitando a repetibilidade da série aumentando a amostra da função de densidade espectral do vento.

Existem condições de aplicação da geração de séries sintéticas na região micrometeorológica do espectro atmosférico em que se baseiam os modelos de vento [Estanqueiro, 1997]. São estas:

- A turbulência atmosférica pode assumir-se como um processo homogêneo e estacionário se a condição de ventos fortes for válida;
- A turbulência é isotrópica;
- A hipótese de Taylor é válida;
- O postulado de Kolmogorof assume-se válido;
- Assume-se que a turbulência atmosférica unidimensional tem uma distribuição gaussiana.

É importante referir que na camada mais baixa da CLA, a zona que tem interesse para aplicações eólicas, a turbulência pode não respeitar a hipótese de isotropismo e a hipótese de Taylor da turbulência congelada pode ser posta em causa devido a baixas velocidades de vento²². Contudo, várias aplicações têm tido resultados satisfatórios.

Assim é possível gerar séries sintéticas de flutuações de vento recorrendo a uma função de densidade espectral da turbulência atmosférica, tratando o processo como sendo estocástico.

É importante referir a origem dos dados de satélite e explicar um pouco o funcionamento do mesmo. Os dados de velocidade de vento usados como base deste modelo foram medidos pelo satélite *QuikSCAT*. Este satélite tem integrado o *SeaWinds*, um radar especializado que tem um sensor de microondas que mede velocidade do vento perto da superfície e a sua direção através da reflexão ou a dispersão produzido enquanto sonda a superfície da Terra, oceanos, continentes e gelo, anexado a um satélite normalmente. O *QuikSCAT* entrou em funcionamento para recuperar a perda de dados

²² É normalmente garantida na condição de ventos fortes ($v > 9$ m/s) e uma das razões pela qual nesta se assume um valor ligeiramente mais elevado do que noutras aplicações de engenharia do vento.

resultante do término da missão do *NSCAT*, por motivos de avaria, em 1999 e funcionou até 2009. As medidas de velocidade de vento realizadas têm uma precisão de 2 m/s e a direção tem uma margem de erro de 20 graus. A resolução é 25x25 km. [NASA, JPL]

Os dados de satélite medidos pelo satélite *QuikSCAT* apresentavam falhas de medições devido à elevada sensibilidade do sensor integrado no mesmo à nebulosidade presente no local de estudo, perto das Berlengas, ao largo da costa portuguesa, resultando, por vezes, em falhas de 3 dias seguidos. O satélite efetua a sua passagem no mesmo local aproximadamente de 12 em 12 horas. O período de dados com que se trabalhou foi de 10 anos. Para preencher as falhas das medições e obter um vetor com dados espaçados de 12 em 12 horas, interpolaram-se os dados existentes. A série temporal resultante apresenta-se na Figura 26.

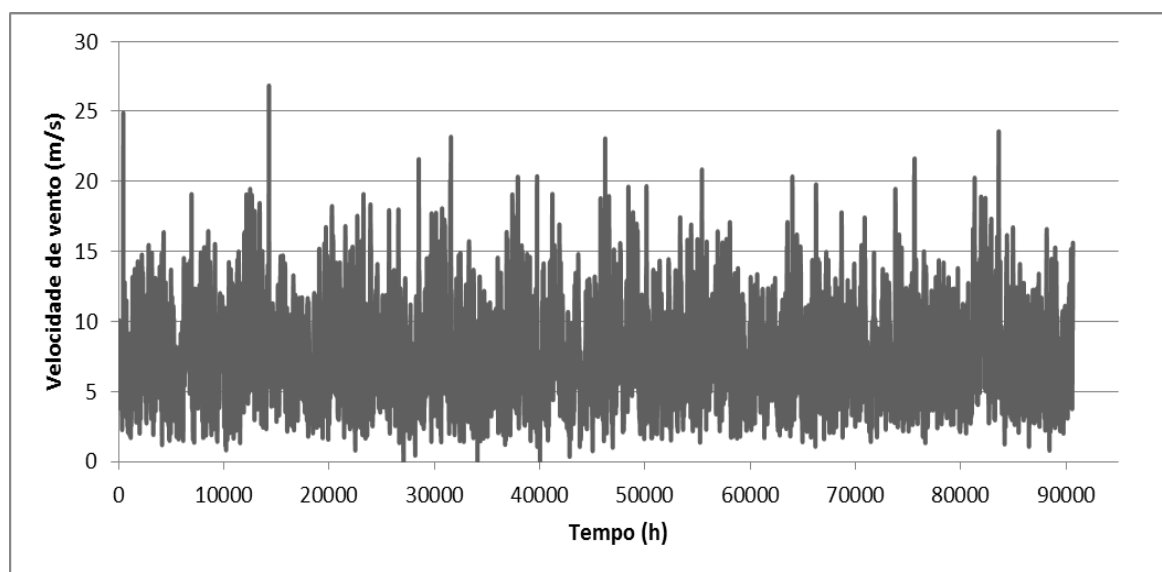


Figura 26 - Série temporal de vento resultante de dados de satélite

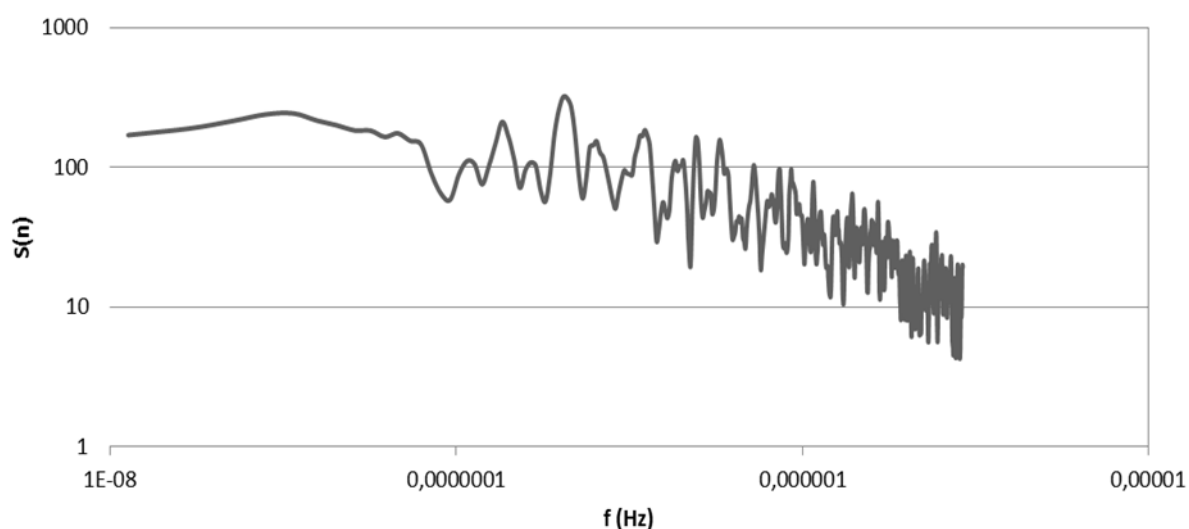


Figura 27 – Power Spectral Density dos dados de satélite
(frequência mínima= 1.13×10^{-8} ; frequência máxima= 2.898×10^{-6} ; nº pontos=512; $\Delta f=5.65 \times 10^{-9}$)²³

²³ Retirado do espectro completo que continha 2048 pontos e cuja frequência mínima é de 1.158×10^{-5} .

Para representar em conjunto o espectro de satélite e o espectro de turbulência, Figura 28, usou-se um método de “*nesting*”. Este consistiu em particionar os espectros por uma região de reduzido conteúdo energético, no presente caso um ponto situado na região de vazio espectral que se encontra entre os espectros referidos anteriormente. Para tal, interpolaram-se o último valor do espectro de satélite e o primeiro do espectro de turbulência, obtendo-se assim o valor do espectro para esse ponto. Quanto à frequência, e dado que este valor seria posteriormente inserido no espectro de turbulência forçando à retirada do último valor do mesmo para respeitar a necessidade de existirem 2^ª pontos, tentou encontrar-se um valor que, na sequência das frequências tivesse um incremento idêntico aos do restante espectro, mas que estivesse entre ambos os valores dos restantes espectros. O Δf do espectro de turbulência tinha o valor de 0.000136 e o valor de frequência encontrado para representar o vazio espectral foi de 0.000099. É importante referir que a retirada do último ponto do espectro de turbulência não afeta em nada o comportamento do mesmo dado que o decaimento da energia já tinha sido cumprido.

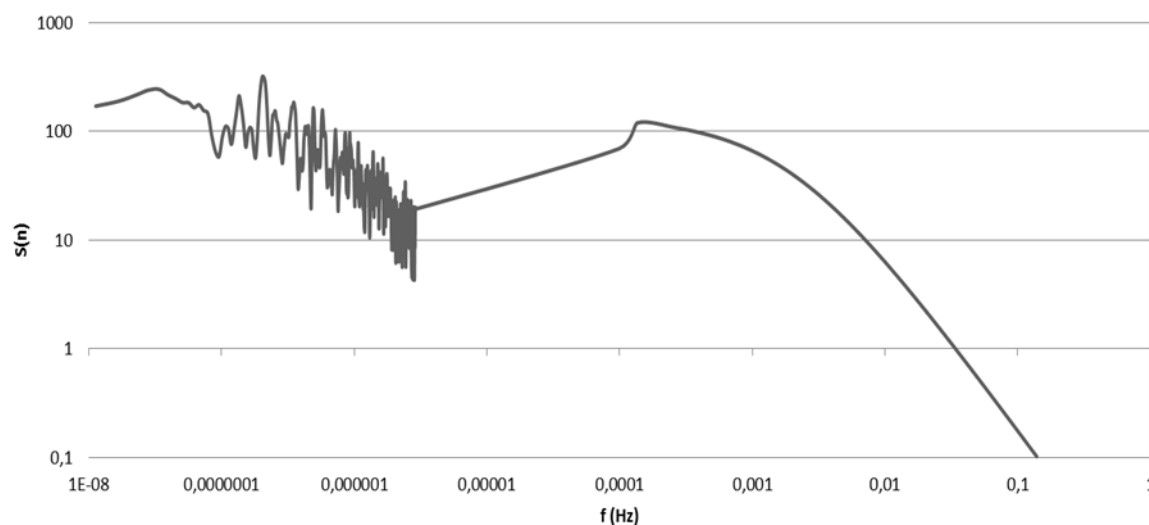


Figura 28 - Power Spectral Density completo
(frequência mínima= 1.13×10^{-8} ; frequência máxima=0.139; nº pontos=1536)

Usam-se então funções espectrais de turbulência para representar o recurso, neste caso as funções espectrais sugeridas por Kaimal, Davenport e Harris. Estudaram-se vários cenários com diferentes velocidades médias (7.6, 9 e 11 m/s) e diferentes rugosidades (0,0003; 0,006 e 0,5) pois o intervalo de rugosidades para mar aberto varia bastante, com valores entre 0,0003 e 0,5. Os espectros para a zona de altas frequências estão representados de seguida.

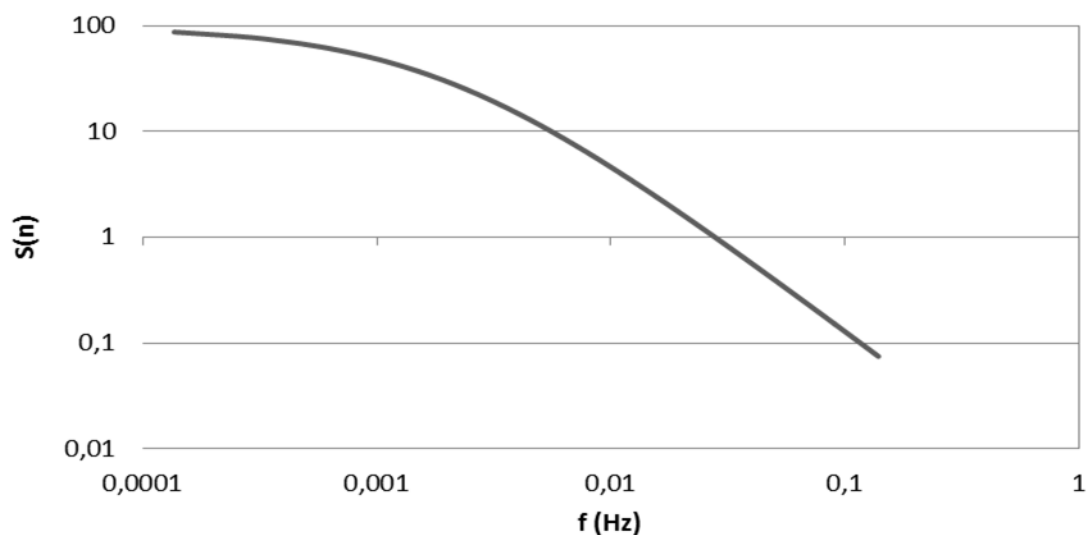


Figura 29 - Espectro de vento resultante da função espectral de Kaimal (frequência mínima= 1.36×10^{-4} ; frequência máxima=0.139136; n° pontos=1024; $\Delta f=1.36 \times 10^{-4}$)

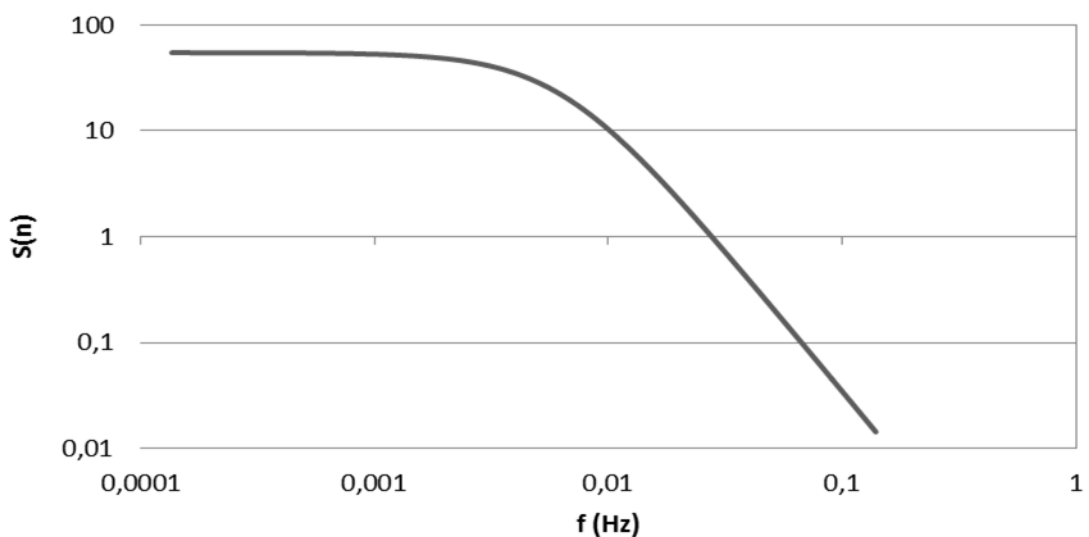


Figura 30 - Espectro de vento resultante da função espectral sugerida por Davenport (frequência mínima= 1.36×10^{-4} ; frequência máxima=0.139136; n° pontos=1024; $\Delta f=1.36 \times 10^{-4}$)

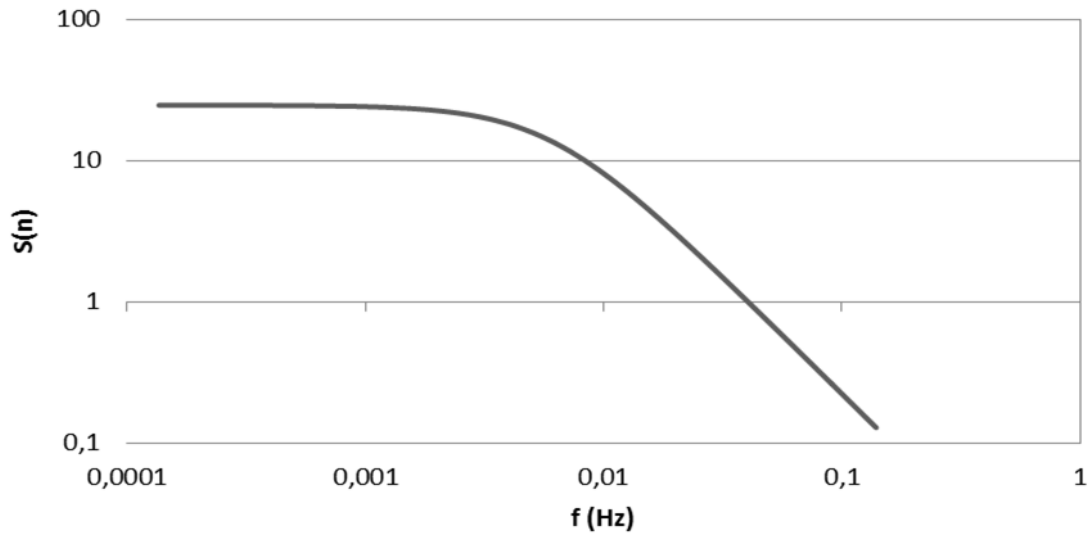


Figura 31 - Espectro de vento resultante da função espectral sugerida por Harris (frequência mínima= 1.36×10^{-4} ; frequência máxima=0.139136; n° pontos=1024; $\Delta f=1.36 \times 10^{-4}$)

Para converter estes valores do domínio da frequência para o domínio do tempo, usou-se a Inversa da Transformada de Fourier (vd Anexo B).

Tomando como exemplo o caso onde a velocidade média é 7.6 m/s e a rugosidade do solo é de 0.006, pode-se verificar que a variância das séries geradas e a área abaixo do espectro total que originou cada uma não diferem muito pela tabela seguinte. Podem também verificar-se os valores da intensidade de turbulência para cada caso que é calculada pela seguinte expressão:

$$I_{turb} = \frac{\sqrt{\sigma^2}}{\overline{U}} = \frac{\sigma}{\overline{U}} \quad (46)$$

onde σ^2 é a variância, σ o desvio-padrão e \overline{U} é a velocidade média.

Tabela 4 - Comparação entre valores de variância e de área abaixo do espectro (vd anexo C para outros casos)

	Integral do espectro	Variância da série	Intensidade de turbulência (%)
Kaimal	0,257	0,247	6,5
Davenport	0,382	0,377	8,1
Harris	0,283	0,266	6,8

Como verificação da geração de séries sintéticas de turbulência (altas frequências), era necessário que a sua distribuição fosse gaussiana, a sua média fosse aproximadamente zero e que a área abaixo do espectro fosse igual à variância, como referido anteriormente. Pode-se verificar a distribuição gaussiana de um dos exemplos e sua média na Figura 32.

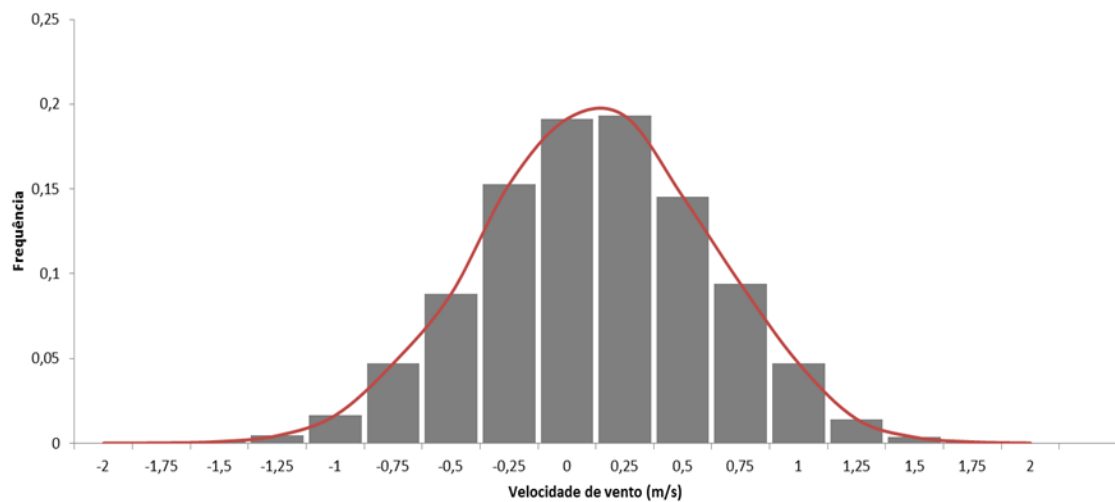


Figura 32 - Distribuição Gaussiana de uma série sintética (altas frequências)

Apresenta-se na Figura 33 uma das séries sintéticas resultantes da aplicação do modelo sem a velocidade média com que foi gerada adicionada.

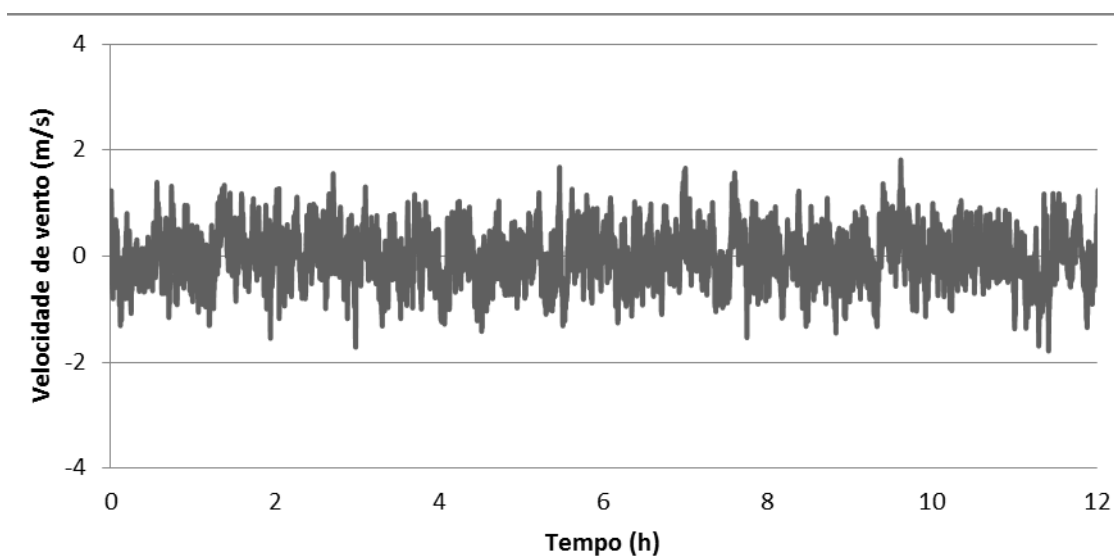


Figura 33 - Exemplo de uma série sintética sem a média de vento adicionada

Os resultados finais das séries temporais apresentam-se de seguida para os diferentes cenários e para as diferentes funções espectrais Kaimal, Davenport e Harris, respetivamente (vd Anexo D para ver amplitudes e desvios padrão das séries).

- Aplicando a função espectral de turbulência de **Kaimal**

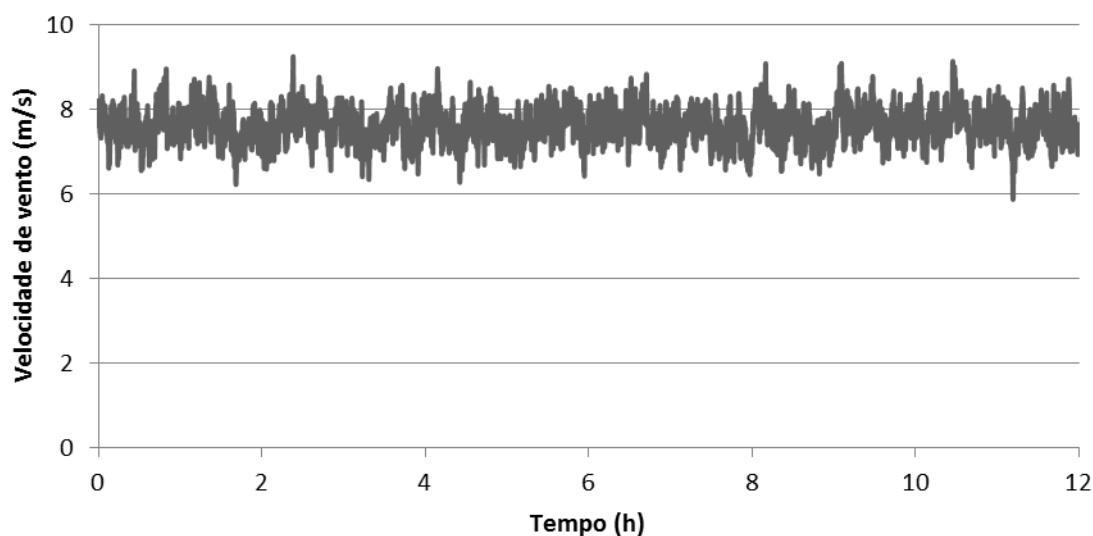


Figura 34 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,0003

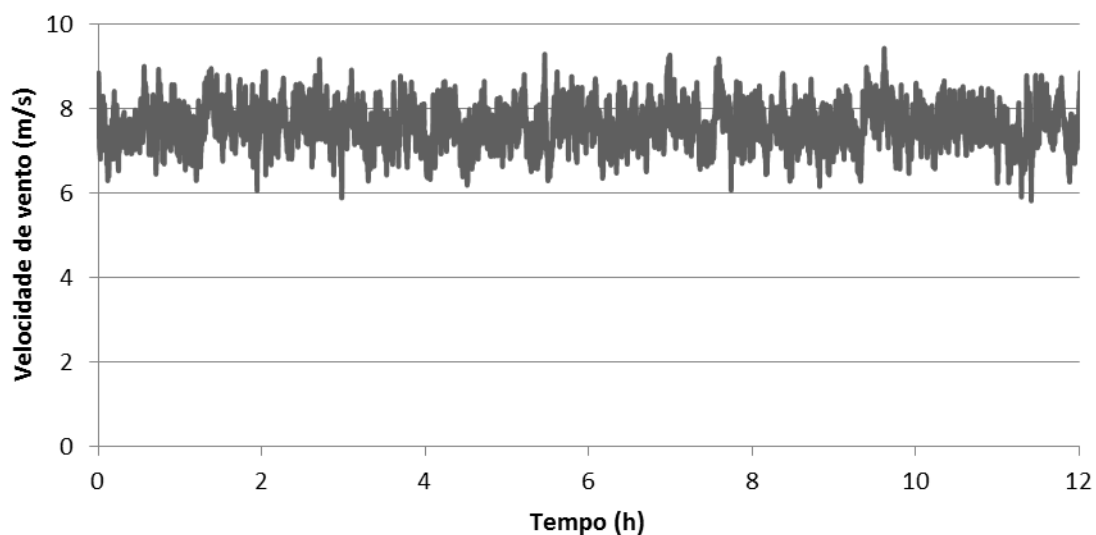


Figura 35 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,006

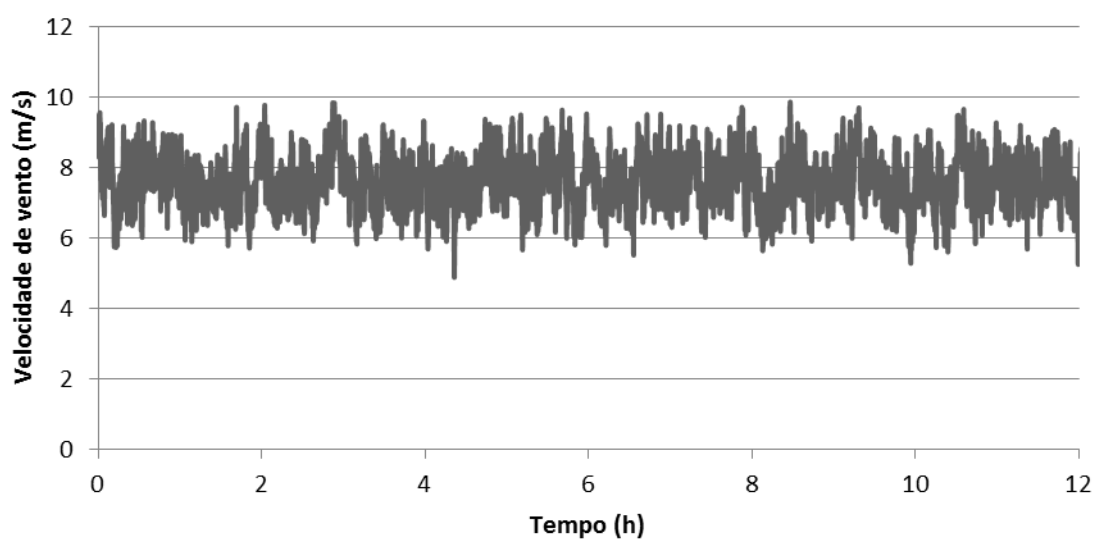


Figura 36 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,5

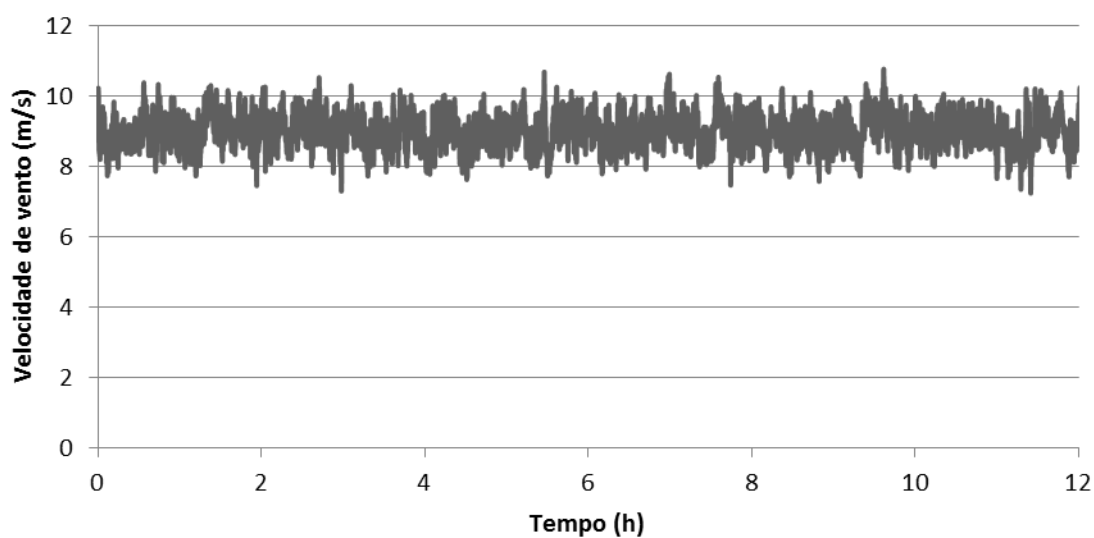


Figura 37 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,0003

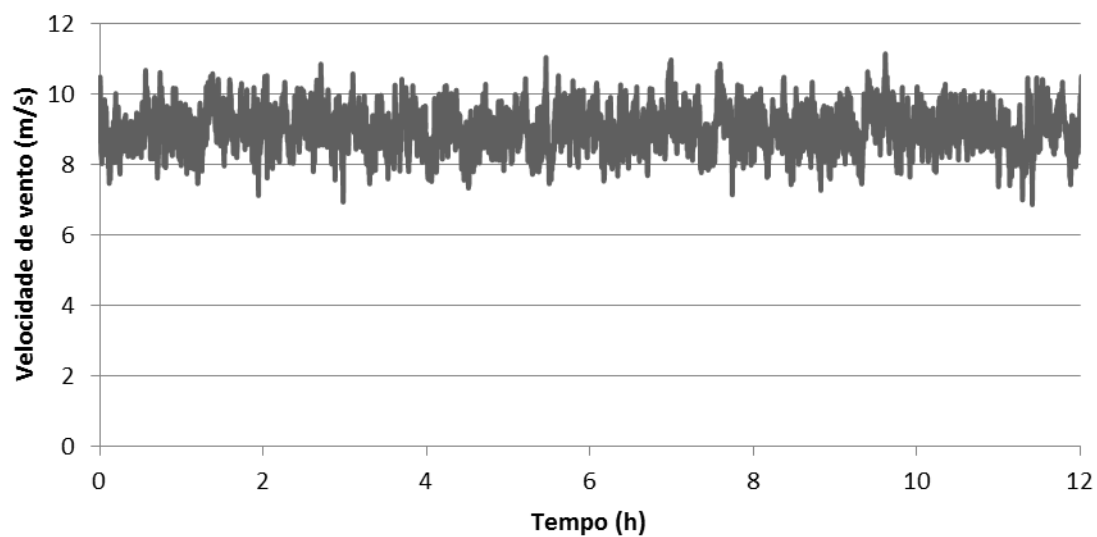


Figura 38 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,006

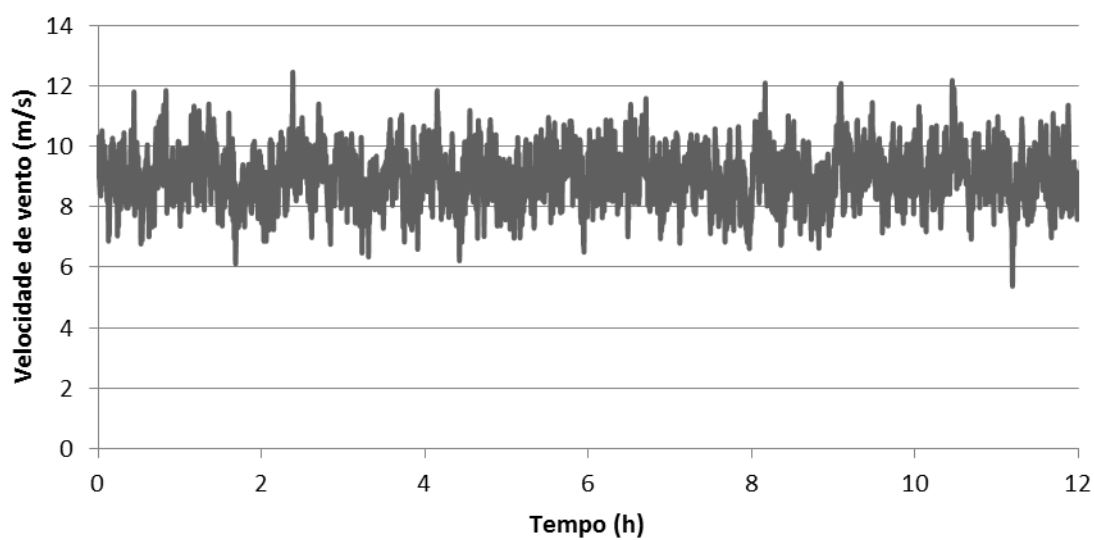


Figura 39 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,5

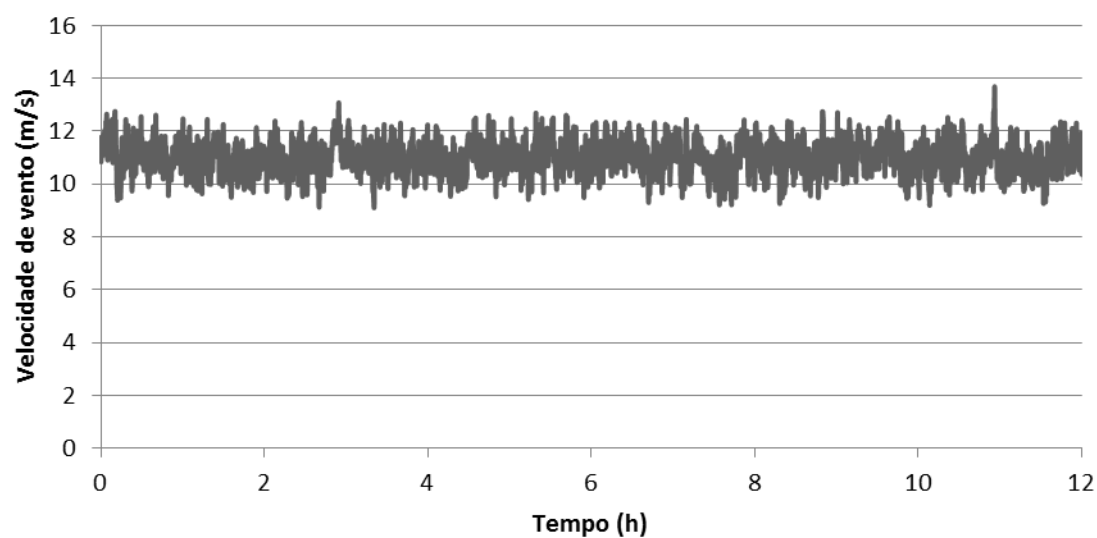


Figura 40 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,0003

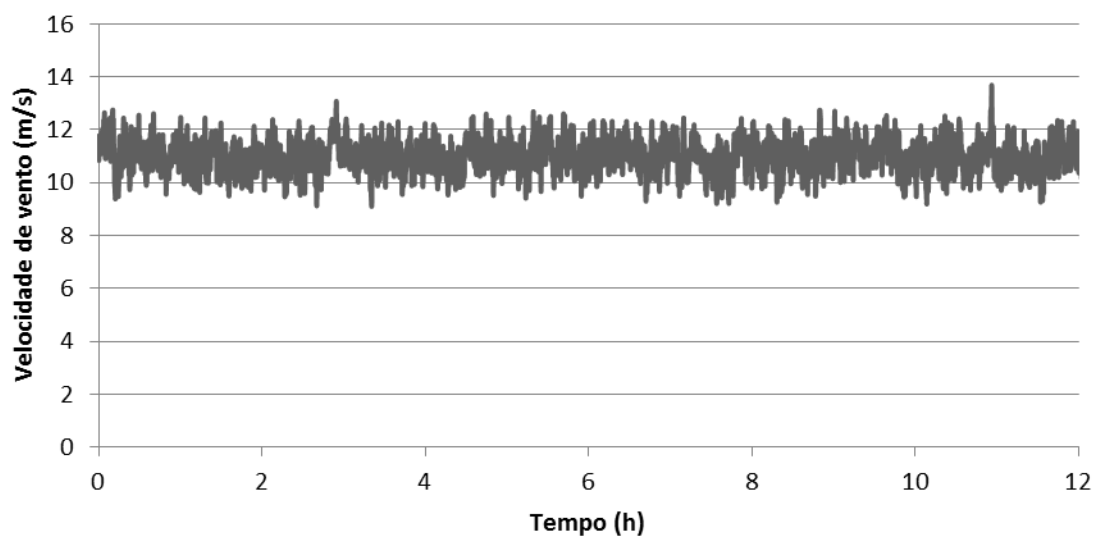


Figura 41 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,006

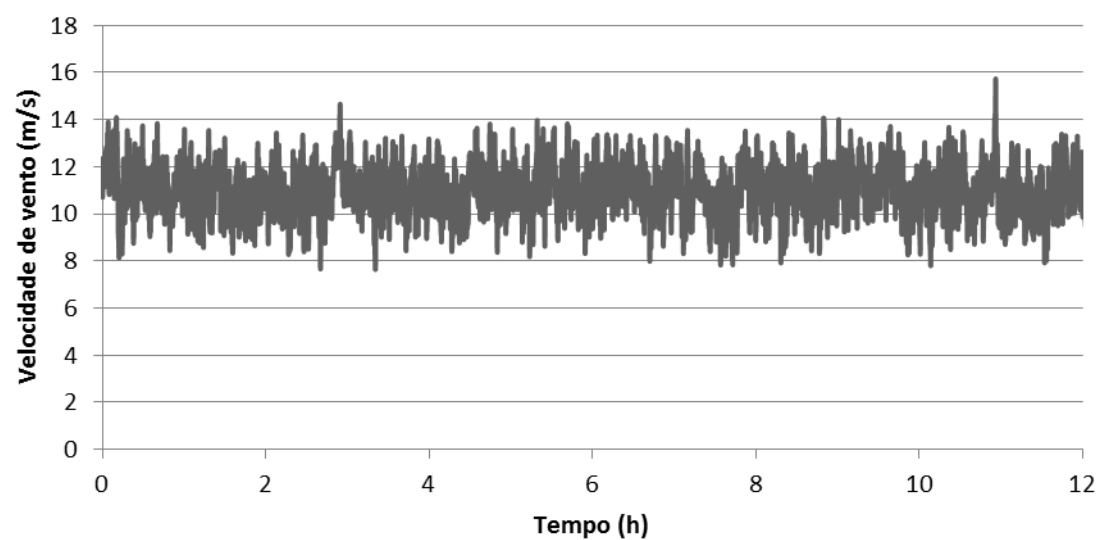


Figura 42 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,5

- Aplicando a função espectral de turbulência de **Davenport**

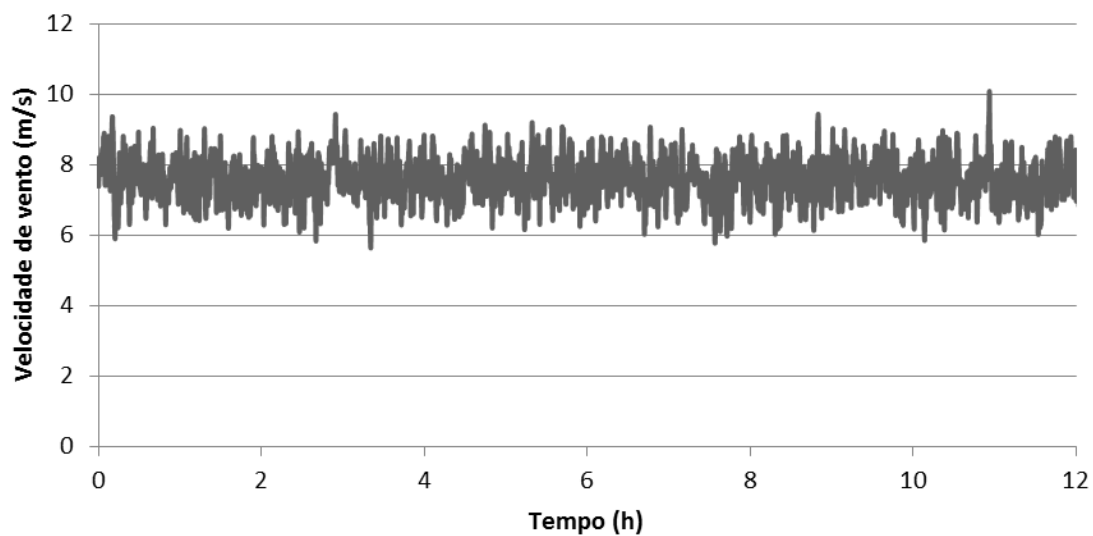


Figura 43 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,0003

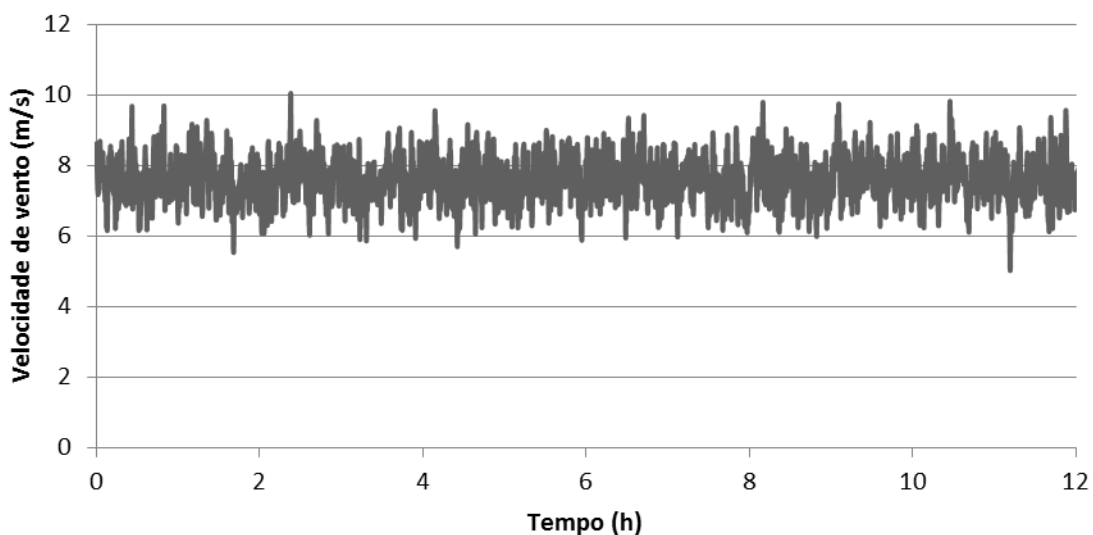


Figura 44 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,006

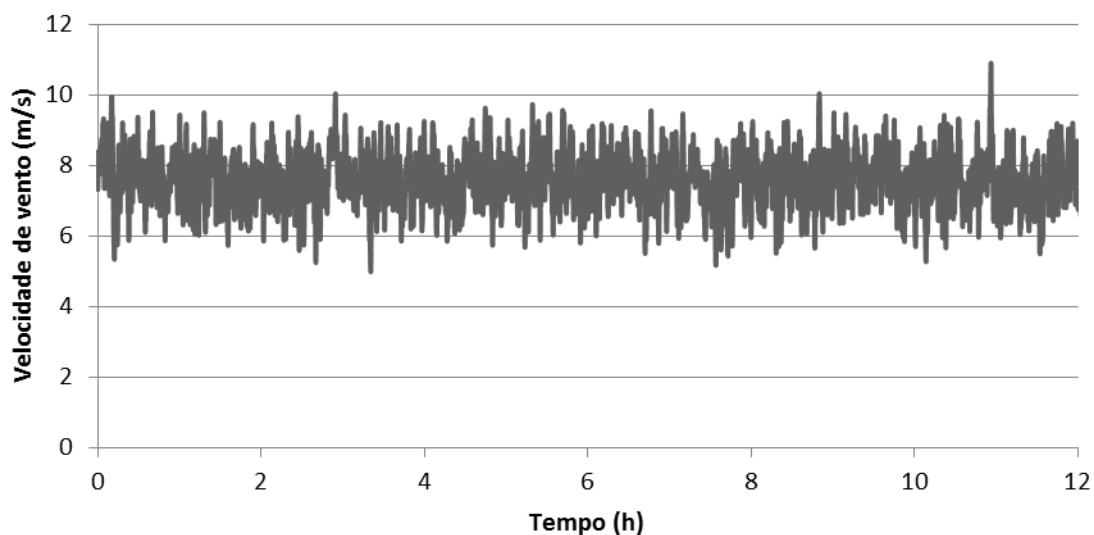


Figura 45 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,5

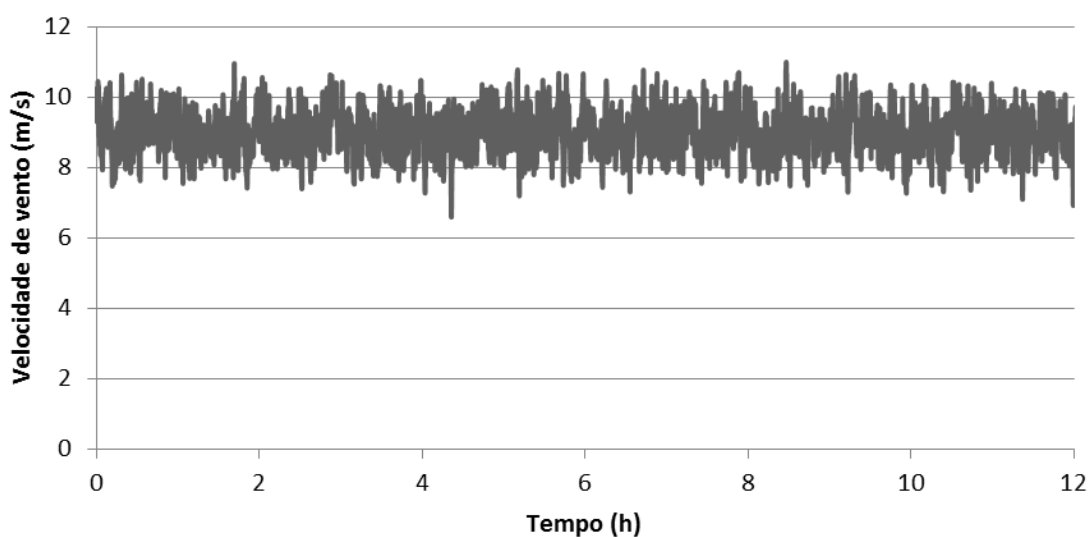


Figura 46 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,0003

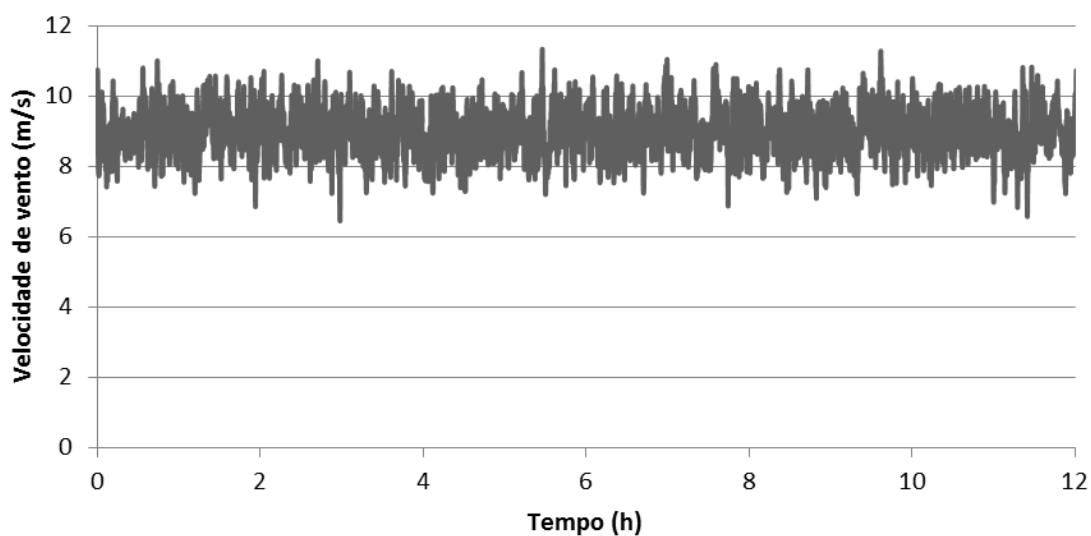


Figura 47 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,006

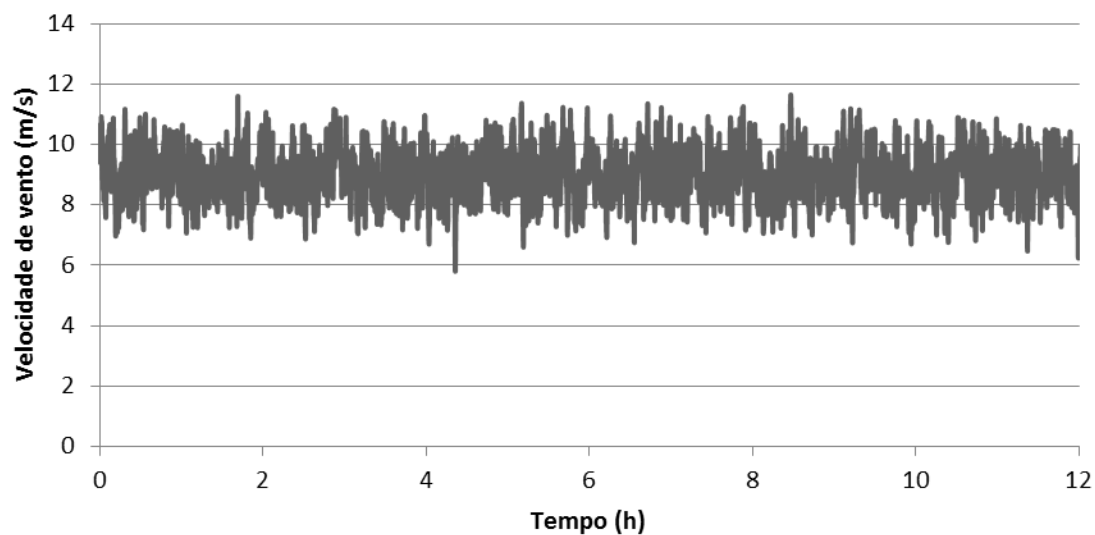


Figura 48 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,5

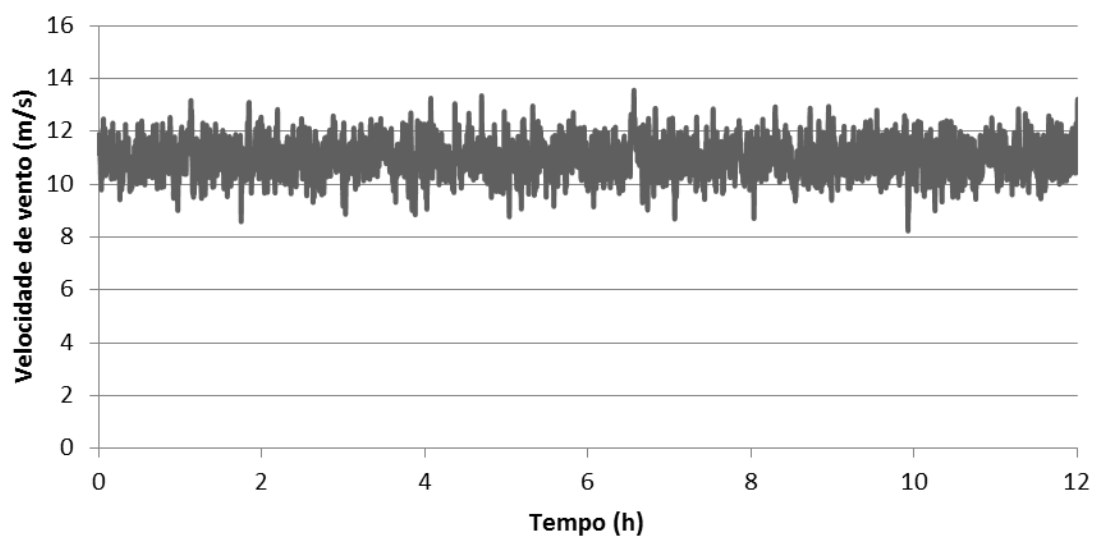


Figura 49 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,0003

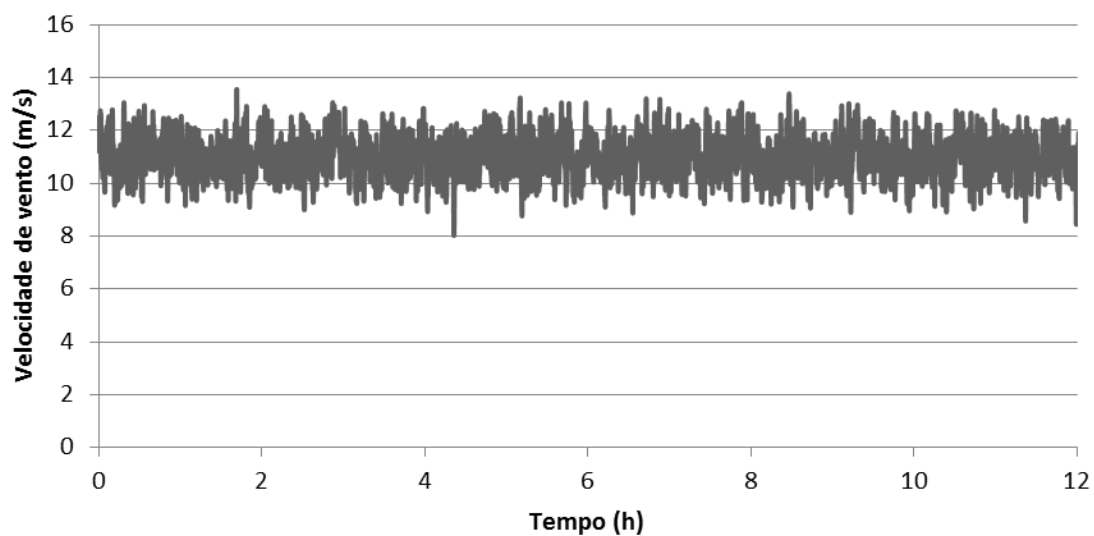


Figura 50 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,006

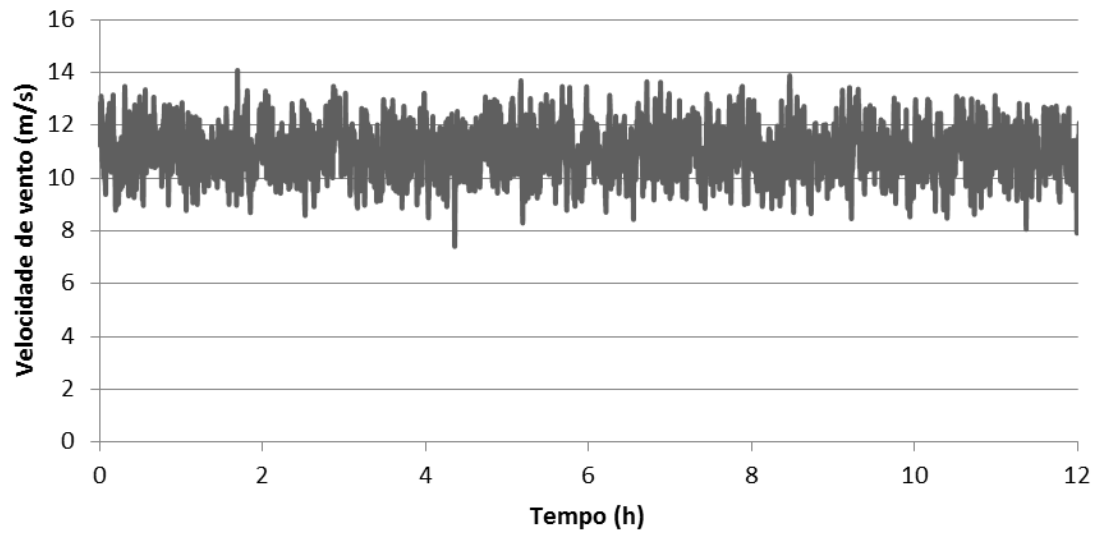


Figura 51 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,5

- Aplicando a função espectral de turbulência de **Harris**

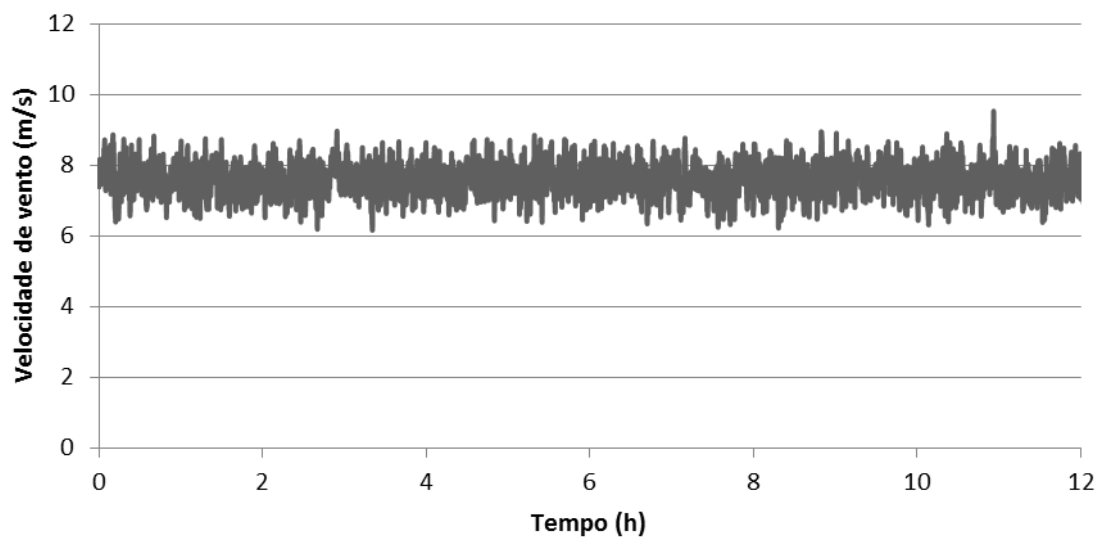


Figura 52 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,0003

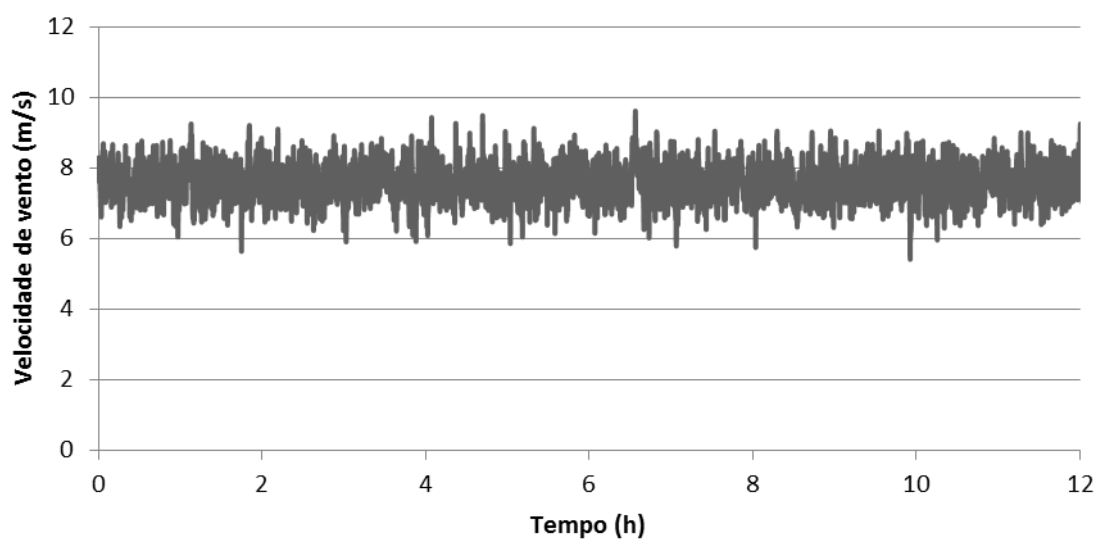


Figura 53 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,006

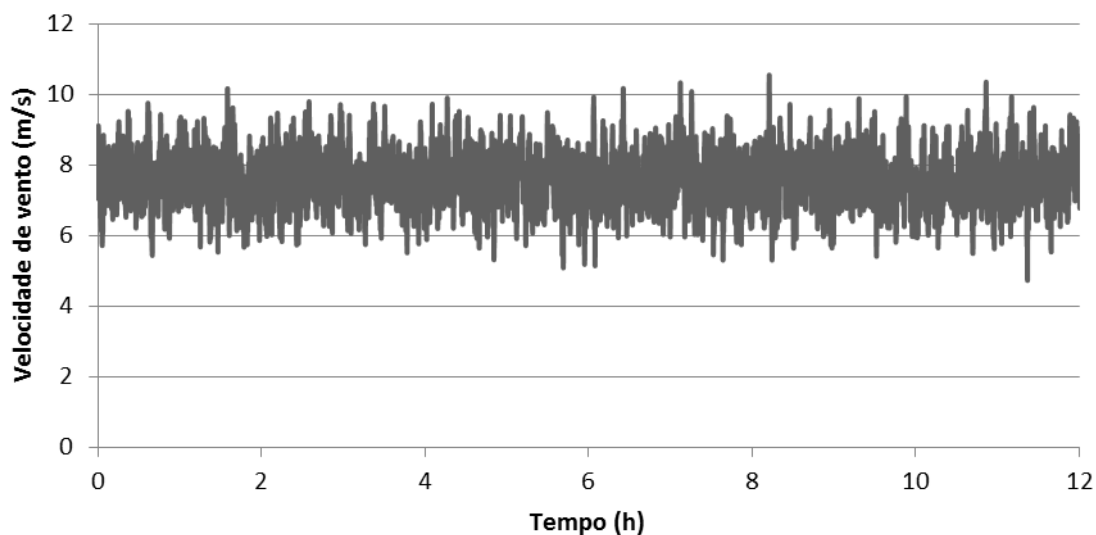


Figura 54 - Série sintética com velocidade 7,6 m/s e rugosidade 0,5

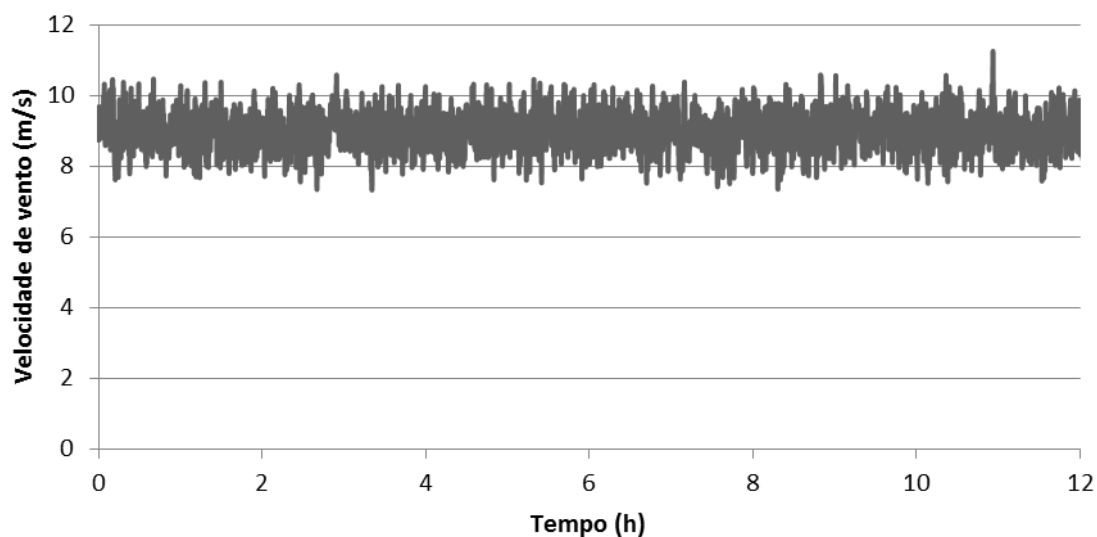


Figura 55 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,0003

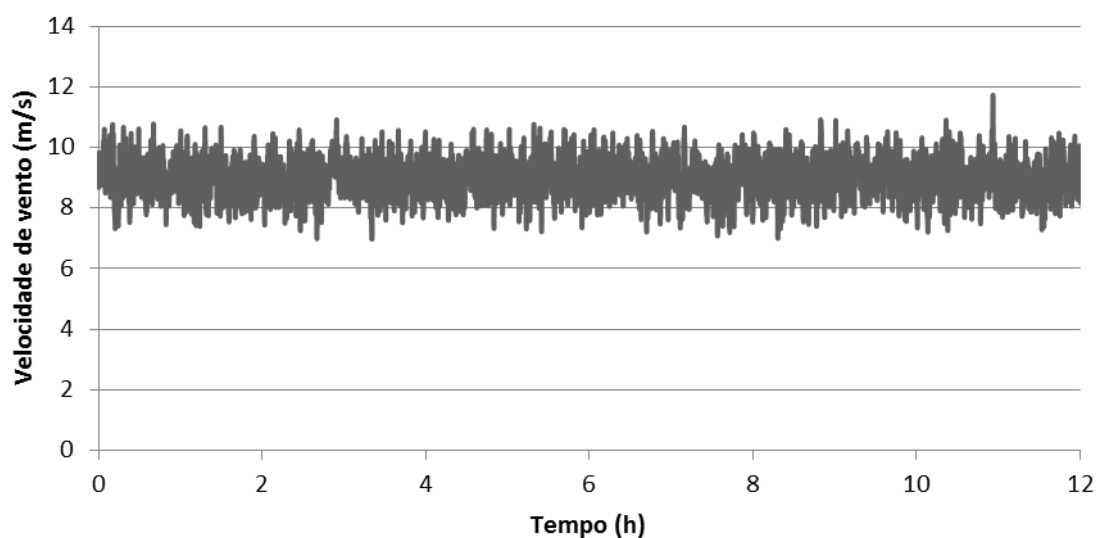


Figura 56 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,006

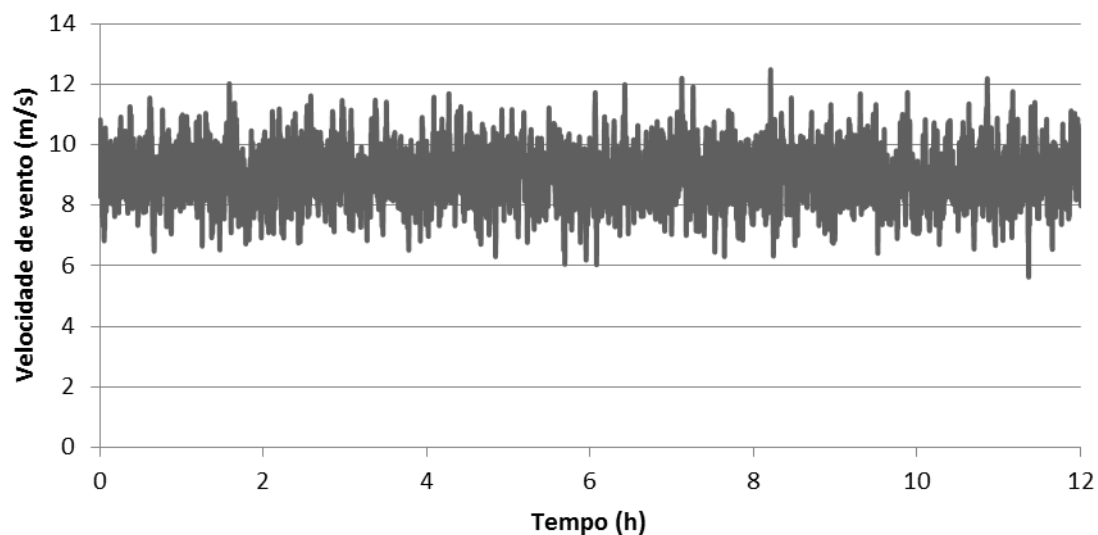


Figura 57 - Série sintética com velocidade 9 m/s e rugosidade 0,5

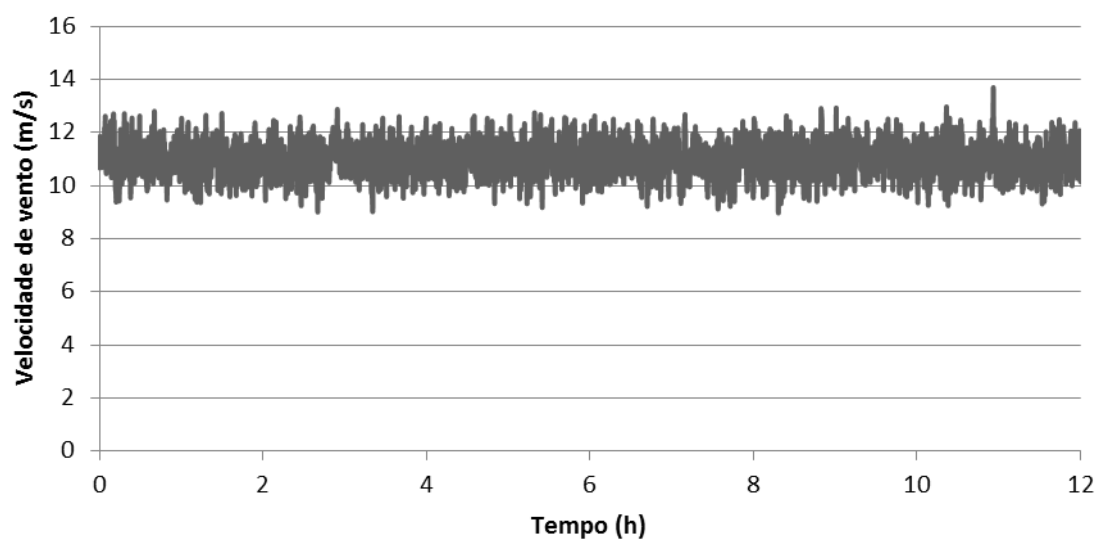


Figura 58 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,0003

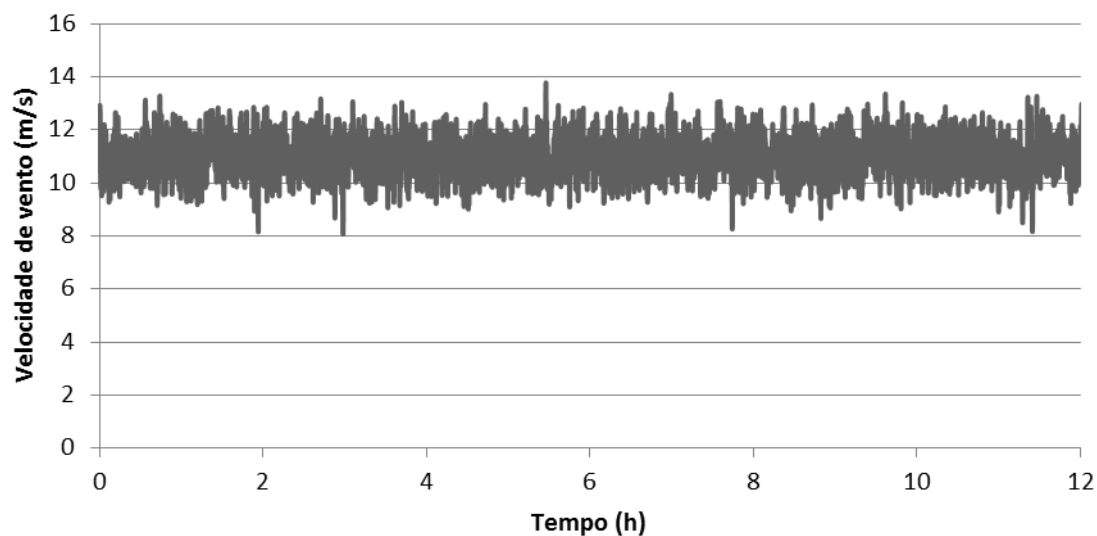


Figura 59 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,006

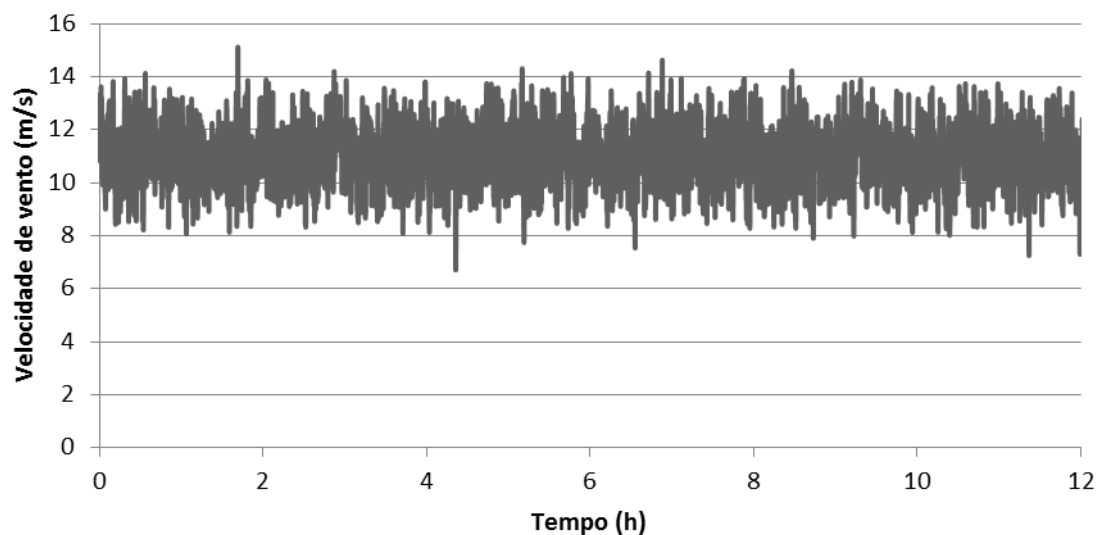


Figura 60 - Série sintética com velocidade 11 m/s e rugosidade 0,5

O objetivo final era obter uma caracterização mais pormenorizada do local do que a série temporal inicial, usando as séries sintéticas representantes da turbulência obtida pelas diferentes funções espectrais.

4.2.1 Distribuição de Rayleigh

Ao medir a velocidade de vento durante um ano registam-se ocorrências de ventos moderados e calmos na sua maioria mas registam-se igualmente algumas ocorrências de ventos mais fortes. Esta variação de vento é por norma descrita por uma distribuição de Weibull dado que esta revela maior precisão na descrição das circunstâncias do vento, sendo a mais utilizada para estudos de avaliação de potencial eólico.

Esta distribuição tem em consideração o desvio padrão dos dados medidos, ou seja, dá uma ideia das incertezas com que podem ocorrer as velocidades previstas a partir dos dados recolhidos num certo período.

Existem dois parâmetros na distribuição de Weibull, o k , parâmetro de forma, e o c , parâmetro ou fator de escala. A distribuição de Rayleigh é um caso especial de uma distribuição de Weibull. Quando o parâmetro k tem o valor de 2, a distribuição reduz-se à distribuição uni-paramétrica designada de distribuição de Rayleigh. Uma aplicação útil desta ocorre quando se caracteriza um local unicamente a partir da velocidade média anual do mesmo, ou seja, quando não se dispõe de dados experimentais.

Tentou-se então obter uma série sintética com distribuição de Rayleigh por oposição a uma distribuição normal. Apresentam-se de seguida as funções de distribuição normal e de Rayleigh, respetivamente.

$$f_N(x_N) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x_N - \bar{v}}{\sigma}\right)^2} \quad (47)$$

$$f_R(x_R) = \frac{x_R}{\sigma^2} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x_R}{\sigma}\right)^2} \quad (48)$$

Em que σ é o desvio-padrão dos dados de vento, \bar{v} é a média e x os valores de velocidade de vento medidos pelo satélite.

Para transformar uma distribuição normal numa de Rayleigh, implementou-se a seguinte igualdade:

$$x_N = x_R \quad (49)$$

Trabalhando a função da distribuição normal para obter a mesma em função de x_N (vd Anexo E para cálculos intermédios), obtém-se:

$$x_N = \left| -\sigma\sqrt{2\ln\left[\sqrt{2\pi} * \sigma * f_N(x_N)\right]} - \bar{v} \right| \quad (50)$$

Apresenta-se de seguida a distribuição gaussiana de uma série sintética gerada através da função espectral de Kaimal antes de realizar qualquer transformação.

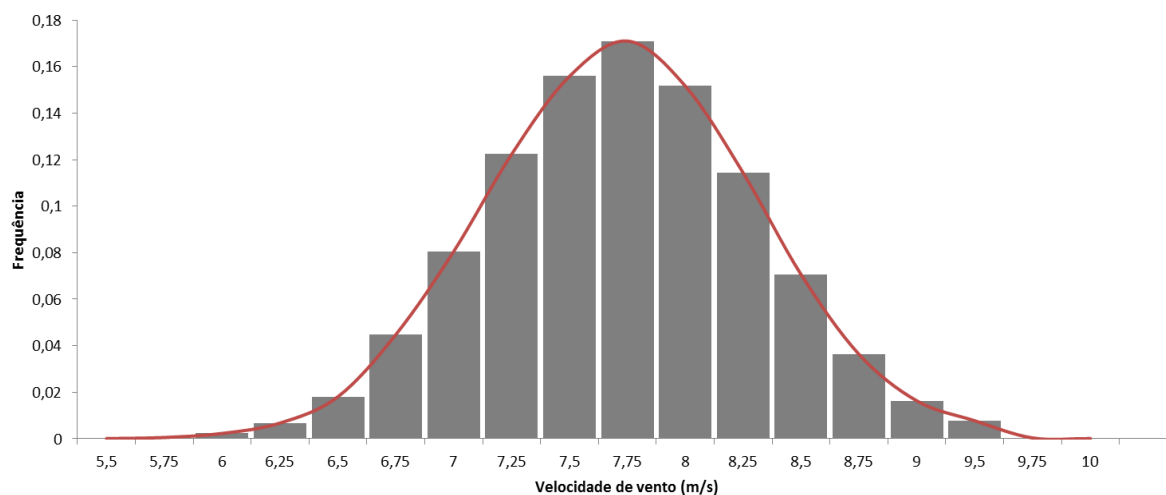


Figura 61- Distribuição Gaussiana da série

Aplica-se então a equação (50) à série. Verifica-se pelo histograma que a distribuição se apresenta como uma distribuição de Rayleigh.

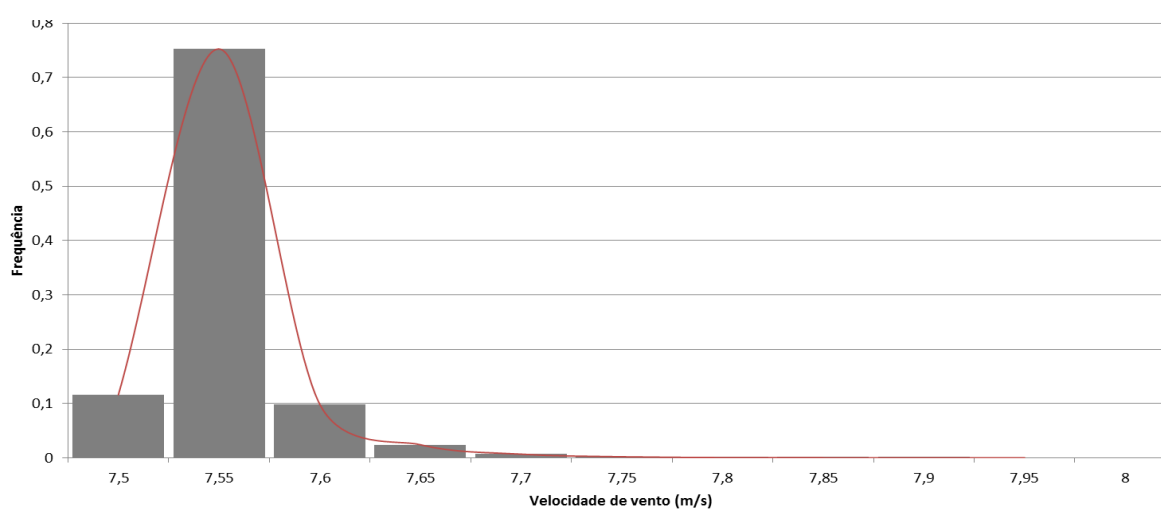


Figura 62 - Distribuição de Rayleigh

4.2.2 Validação do modelo

Como forma de validar o modelo, gerou-se uma série sintética através da função espectral de Kaimal com a velocidade média e a rugosidade de solo características das Berlengas (a velocidade de vento média ronda os 8 m/s e a rugosidade tem o valor de cerca de 0.03) e procedeu-se ao cálculo da Energia Anual Produzida através do *software* WAsP. Calculou-se igualmente a Energia Anual Produzida de uma série gerada com rugosidade do solo de 0.15 devido à existência de setores perturbados pela existência de edifícios no local das medições. Finalmente foi calculada a Energia Anual Produzida com os dados experimentais medidos no local.

No seu modo de análise, o *software* WAsP (*Wind Atlas Analysis and Application Program*) usa informação de estações meteorológicas para criar clima de vento observado ou *observed wind climate* (OWC) nestas estações. Seguidamente remove os efeitos topográficos locais para criar um atlas regional de vento para áreas mais abrangentes que cobrem o local das turbinas. No seu modo de aplicação, este *software* combina os efeitos topográficos dos locais das turbinas com a informação do atlas de vento regional para prever um clima de vento (velocidade e direção) para os mesmos locais. O clima de vento previsto é aplicado às características da turbina instalada para prever a energia anual produzida (ou *Annual Energy Production* (AEP)). A AEP é a energia produzida por ano para o total número de horas que a turbina esteve operacional.

Tabela 5 - Valores da Energia Anual Produzida derivada de dados reais e séries sintéticas

	Energia Anual Produzida (GWh)
Séries sintéticas com rugosidade de 0,03 (Kaimal)	6,678
Séries sintéticas com rugosidade de 0,15 (Kaimal)	6,694
Dados experimentais LIDAR	7,532

A figura que se segue mostra a representação da AEP obtida pelos dados experimentais no local de teste.

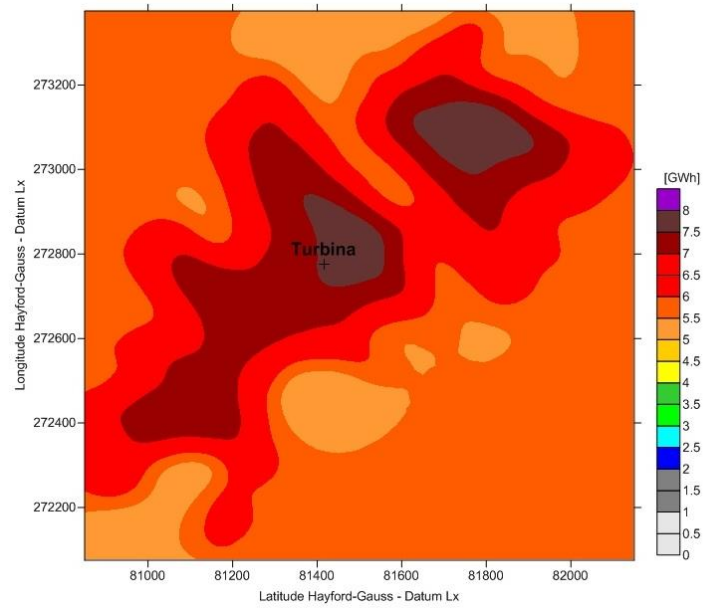


Figura 63 - Representação da AEP com a série do LIDAR obtida por medições no local

5. Conclusões

As funções espectrais aplicadas neste trabalho e a própria metodologia já foram testadas inúmeras vezes para a energia eólica em terra com sucesso. O objetivo deste estudo era testar tais métodos e funções numa área ainda pouco estudada, as aplicações eólicas *offshore*. Comparando os gráficos resultantes do método e a série temporal proveniente de dados de satélite, pode concluir-se que as séries sintéticas constituem uma boa aproximação ao comportamento do vento no local. As séries sintéticas tem o intuito de preencher as falhas existentes nas medições de satélite, tentando representar vento para intervalos mais pequenos. A geração destas varia com diferentes valores de velocidade média de vento e de rugosidade escolhidos para gerar os espectros de turbulência.

Pode verificar-se pelos gráficos das séries geradas nos diferentes casos que estes apresentam amplitudes que aumentam proporcionalmente com o aumento da rugosidade e da velocidade média, exceto nas séries geradas pela função espectral de Davenport onde existem casos em que para a mesma rugosidade mas para velocidades de vento diferentes, as amplitudes são maiores para velocidades médias de vento mais pequenas, ainda que por uma diferença mínima. As amplitudes maiores registam-se para as séries sintéticas geradas com velocidade média de 11 m/s e rugosidade de 0.5, sendo o máximo registado de 8,38 para a série gerada pela função espectral Harris apesar do valor para a mesma gerada por Kaimal ser praticamente igual. Entre as séries geradas por Harris e Kaimal os valores não variam muito, sendo que ambas apresentam valores relativamente superiores dependendo dos casos em questão.

As intensidades de turbulência não ultrapassam os 9.6% registada para a série gerada por Harris e é possível estabelecer uma relação entre o aumento da velocidade média e a intensidade de turbulência. Nota-se, especialmente para as séries geradas com Davenport e Harris, que à medida que a velocidade média do vento com que a série é gerada aumenta, isto para casos em que a rugosidade é a mesma, a intensidade de turbulência diminui, embora não significativamente.

Pela validação do modelo, conclui-se que a Energia Anual Produzida calculada a partir das séries geradas é menor que a Energia Anual Produzida calculada a partir de dados experimentais. Porém, os valores obtidos através das séries sintéticas correspondem a aproximadamente 89% do valor obtido partindo de dados experimentais, o que corresponde a uma diferença de apenas 0.854 GWh para o caso onde a rugosidade é 0.03 e de 0.838 GWh para o caso onde a rugosidade é 0.15.

Por último, refere-se ainda que transformar a distribuição característica de uma série sintética (distribuição gaussiana) numa distribuição de Rayleigh é necessário no âmbito de avaliar o potencial eólico sem campanhas de caracterização do recurso tal como as séries sintéticas.

Conclui-se finalmente que a geração de séries sintéticas é uma opção a ter em conta considerando os resultados aqui apresentados. A aplicação deste modelo ajudaria a minimizar os custos da caracterização do recurso eólico *offshore* o que daria outra abertura ao mercado de energia eólica *offshore*. Este estudo pode servir de base ou ponto de partida a futuros trabalhos de investigação na área.

6. Referências

- Bakker, A. (2006). Lecture 9 - Kolmogorov's Theory. Applied Computational Fluid Dynamics. Retrieved from <http://pt.scribd.com/doc/81138449/09-kolm> on October 2012
- Beaupuits, J. P. P., Otárola, A., Rantakyrö, F. T., Rivera, R. C., Radford, S. J. E., & Nyman, L.-A. (2004). Analysis of Wind Data gathered at Chajnantor. *ALMA MEMO*, (497), (pp 1–20).
- Bianchi, F. D., Battista, H. De, & Mantz, R. J. (n.d.). *Wind Turbine Control Systems Principles, Modelling and Gain Scheduling Design*. (Springer, Ed.). London.
- Bureau of Ocean Energy Management. Retrieved from <http://www.boem.gov/Renewable-Energy-Program/Renewable-Energy-Guide/Offshore-Wind-Energy.aspx> on October 2012
- Características e Propriedades Gerais de Escoamentos Turbulentos: 'Aspectos Qualitativos'. Retrieved from <http://www.fem.unicamp.br/~im450/Textos&Transparencias/aula-2/aula-2.pdf> on October 2012
- Castro, R. M. G. (2007). Introdução à Energia Eólica Energias Renováveis e Produção Descentralizada. Instituto Superior Técnico da Universidade Técnica de Lisboa.
- Chapter 10 - Wind Global Systems. Retrieved from http://apollo.lsc.vsc.edu/classes/met130/notes/chapter10/single_cell.html on September 2012
- Chatfield, C. (1995). *The Analysis of Time Series - An Introduction*. (Chapman and Hall, Ed.) (5th ed., pp. 10–30;53–60).
- Costa, P. (2004). *Atlas do Potencial Eólico para Portugal Continental*. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- Costa, P., Simões, T., & Estanqueiro, A. (2010). Sustainable Offshore Wind Potencial in Continental Portugal. *Workshop on Oceans as a Source of Energy*, (pp 40–43).
- Davenport, A. G. (1960). Rationale for determining design wind velocities. *Journal Structural Division Proceedings of American Society of Civil Eng.*, 86, (pp 39–68).
- Davenport, A. G. (1961). The spectrum of horizontal gustiness near the ground in high winds. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society*, 87:372. doi:10.1002/qj.49708737208
- Davenport, A. G. (1966). The treatment of wind loading on tall buildings. *University of Southampton, Proceeding*, (pp 441–482).
- DGEG. (2013). *Renováveis: Estatísticas Rápidas. Relatório Técnico* (p. 6).
- Earth Global Circulation. Retrieved from http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/6/6d/Earth_Global_Circulation.jpg on August 2012
- EEA. (2005). European Environment Agency. Retrieved from <http://www.eea.europa.eu/data-and-maps/figures/co2-emissions-in-eu-27-by-fuel-and-by-origin-of-the-fuel-domestic-vs-imported-2005/figure-2-3-energy-and-environment.eps/figure 2.3 energy and environment.eps.zoom.png/view> on October 2012
- EEA. (2009) European Environment Agency. Retrieved from <http://www.eea.europa.eu/data-and-maps/figures/total-energy-related-co2-emissions-in-the-eu-usa-russia-and-china> on October 2012
- EFACEC. Retrieved from http://www.efacec.pt/presentationlayer/efacec_produto_01.aspx?idioma=1&idProduto=276 on October 2012

- EIA. (2011). *International Energy Outlook 2011*.
- Estanqueiro, A. (1997). *Modelação Dinâmica de Parques Eólicos*. Instituto Superior Técnico da Universidade Técnica de Lisboa.
- Estanqueiro, A. (2011). Aulas de Energia Eólica. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- EWEA. (2012). *The European offshore wind industry - key trends and statistics 2012*, (pp. 2)
- Fordham, E. J. (1985). The Spatial Structure of Turbulence in the Atmospheric Boundary Layer. *Wind Engineering*, 9 (pp 95-133).
- Guedes, E. B. (2008). Fast Fourier Transform - Projecto em Computação.
- Hiriart, D., Ochoa, J. L., & García, B. (2001). Wind Power Spectrum measured at the San Pedro Mártir Sierra. *Revista Mexicana de Astronomía y Astrofísica*, (37), (pp. 213–220).
- IEA Wind. (2011). *IEA Wind Annual Report 2010* - Chapter 27, (pp. 138–142) by Fernandes, M., Estanqueiro, A., & Simões, T..
- Jeffries, W. Q., Infield, D. G., & Manwell, J. (1991). Limitations and recommendations regarding the Shinozuka method for simulating wind data. *Wind Engineering*, 15(3), (pp 147–154).
- Jervell, J. T. (2008). *Estudo da influência das características do vento no desempenho de aerogeradores*. Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto.
- Jones, R. H. (2012). Renewable Energy: An IEA Perspective. In *VI Encuentro Internacional de Energías Renovables*. Santiago, Chile: IEA (International Energy Agency).
- Knudsen, T. (1990). A stochastic wind model covering periods ranging from a fortnight to a second. *Wind Engineering*, 14(6), (pp 387–404).
- Lopes, B. da S. (2007). *Energias Renováveis em Portugal – situação actual*. Universidade de Aveiro.
- Meshal, A. H. (1977). Comparison of drag coefficients over water measured directly and determined by wind profile. *Atmosphere*, 15:4, (pp 166–177). doi:10.1080/00046973.1977.9648439
- Metodologia de Previsão de Séries Temporais - Box & Jenkins. (2000). PUC-Rio.
- NASA, & JPL. (n.d.-a). Winds. Retrieved from <http://winds.jpl.nasa.gov/aboutScat/index.cfm> on October 2012
- NASA, & JPL. (n.d.-b). Winds. Retrieved from <http://winds.jpl.nasa.gov/missions/quikscat/> on July 2013
- Nazarenko, S. (2011). Wave Turbulence as a Part of General Turbulence Theory. *Lecture Notes in Physics*, 825, 17–28. doi:10.1007/978-3-642-15942-8_2
- Neyra-Araoz, J. H. (2007). Transformada de Fourier: Fundamentos matemáticos, implementação e aplicações musicais.
- OCS Energy. Retrieved from <http://ocsenergy.anl.gov/guide/wind/index.cfm> on August 2012
- Oke, T. R., & Roth, M. (1999). Turbulent Transfer.
- Olver, P. J. (2012). Chapter 8 - Fourier Transforms. Retrieved from <http://www.math.umn.edu/~olver/pd/ft.pdf>

- Panofsky, H. A. (1974). The atmospheric boundary layer below 150 meters. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 6, (pp 147–177). doi:10.1146/annurev.fl.06.010174.001051
- Parker, M. (2010). *Digital Signal Processing*. Elsevier.
- Pinheiro, M. (2010). Simulação numérica da ação de vento turbulento considerando correlação espacial. In *9th Brazilian Conference on Dynamics, Control and their Applications*.
- Portal das Energias Renováveis. (2011). Retrieved from http://www.energiasrenovaveis.com/DetalheNoticias.asp?ID_conteudo=498&ID_area=3 on September 2012
- REN. (2012). *A Energia Eólica em Portugal 2012. Relatório Técnico, Redes Energéticas Nacionais*. Retrieved from <http://www.centrodeinformacao.ren.pt/PT/publicacoes/Paginas/EnergiaEolica.aspx> on July 2013
- Riso National Laboratory. (1989). *European Offshore Wind Atlas*.
- Robinson, M. C. (2006). *Renewable Energy Technologies for Use on the Outer Continental Shelf*.
- Saraiva, J. A. G. (1983). *Aerodinâmica dos Edifícios Altos Características do Escoamento e Resposta à Turbulência de Formas Prismáticas*. Laboratório Nacional de Engenharia Civil.
- Shinozuka, M., & Jan, C.-M. (1972). Digital Simulation of Random Processes and Its Applications. *Journal of Sound and Vibration*, 25:1, (pp 111–128). doi:10.1016/0022-460X(72)90600-1
- Silva, C. (2010). Turbulência: física e simulação numérica. Aula 5: Teoria Clássica da Turbulência.
- Simiu, E., & Scanlan, R. H. (1986). *Wind Effects on Structures*. (John Wiley and Sons, Ed.) (2nd ed.).
- Stewart, R. H. (2008). Chapter 4 - Atmospheric influences. Department of Oceanography, Texas A&M University. Retrieved from http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/chapter04/chapter04_05.htm
- Sundar, R. M., & Sullivan, J. P. (1983). Performance of Wind Turbines in a Turbulent Atmosphere. *Solar Energy*, 31(6), (pp 567–575). doi:10.1016/0038-092X(83)90173-1
- Taylor, G. I. (1915). Eddy Motion in the Atmosphere. In G. K. Batchelor 1960 (Ed.), *The scientific papers of Sir Geoffrey Ingram Taylor, Volume II Meteorology, Oceanography and Turbulent Flow* (pp. 1–23). Cambridge: Cambridge University Press.
- Taylor, G. I. (1917). Observations and Speculations on the Nature of Turbulent Motion. In G.K. Batchelor 1960 (Ed.), *The scientific papers of Sir Geoffrey Ingram Taylor, Volume II Meteorology, Oceanography and Turbulent Flow* (pp. 1–23). Cambridge: Cambridge University Press.
- Taylor, G. I. (1918). On the Dissipation of Eddies. In G. K. B. 1960 (Ed.), *The scientific papers of Sir Geoffrey Ingram Taylor, Volume II Meteorology, Oceanography and Turbulent Flow* (pp. 96–101). Cambridge: Cambridge University Press.
- Taylor, G. I. (1935). Statistical Theory of Turbulence - Part I. In G.K. Batchelor 1960 (Ed.), *The scientific papers of Sir Geoffrey Ingram Taylor, Volume II Meteorology, Oceanography and Turbulent Flow* (pp. 288–306). Cambridge: Cambridge University Press.
- Taylor, G. I. (1937). Mechanism of the Production of Small Eddies from Large Ones. In G.K. Batchelor 1960 (Ed.), *The scientific papers of Sir Geoffrey Ingram Taylor, Volume II Meteorology, Oceanography and Turbulent Flow* (pp. 409–426). Cambridge: Cambridge University Press.

Taylor, G. I. (1938). Production and Dissipation of Vorticity in a Turbulent Fluid. In G. K. Batchelor 1960 (Ed.), *The scientific papers of Sir Geoffrey Ingram Taylor, Volume II Meteorology, Oceanography and Turbulent Flow* (pp. 446–452). Cambridge: Cambridge University Press.

Transformadas de Fourier. (2003). Curso de Ciências da Computação

U.S Department of the Interior. (2006). *Wind Energy Potential on the U.S. Outer Continental Shelf*. Retrieved from http://www.boem.gov/uploadedFiles/BOEM/Renewable_Energy_Program/Renewable_Energy_Guide/Technology_White_Paper_on_Wind_Energy_Potential_on_the_OCS.pdf on September 2012

Wind Global Systems - Chapter 10. Retrieved from http://apollo.lsc.vsc.edu/classes/met130/notes/chapter10/single_cell.html on August 2012

Wittwer, A. R. (2006). *Simulação do vento atmosférico e dos processos de dispersão de poluentes em túnel de vento*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

7. Anexos

Anexo A

- MA

Estes modelos são formados por uma combinação linear de ruído branco²⁴ ocorrido em períodos passados e no corrente.

Considere-se $\{Z_t\}$ um processo puramente aleatório com média zero e variância σ_z^2 . Um processo $\{X_t\}$ é um processo de média móvel de ordem q se:

$$X_t = \beta_0 Z_t + \beta_1 Z_{t-1} + \dots + \beta_q Z_{t-q} \quad (\text{a1})$$

Onde $\{\beta_i\}$ são constantes. Normalmente, os valores de Z são atribuídos de maneira a que β_0 seja igual a 1.

Sabe-se então que:

$$\begin{aligned} E(X_t) &= 0 \\ \text{Var}(X_t) &= \sigma_z^2 \sum_{i=0}^q \beta_i^2 \end{aligned} \quad (\text{a2 e a3})$$

desde que os valores de Z sejam independentes. Tem-se que:

$$\begin{aligned} \gamma(k) &= \text{Cov}(X_t, X_{t+k}) \\ &= \text{Cov}(\beta_0 Z_t + \dots + \beta_q Z_{t-q}, \beta_0 Z_{t+k} + \dots + \beta_q Z_{t+k-q}) \\ &= \begin{cases} 0 & k > q \\ \sigma_z^2 \sum_{i=0}^{q-k} \beta_i \beta_{i+k} & k = 0, 1, \dots, q \\ \gamma(-k) & k < 0 \end{cases} \end{aligned} \quad (\text{a4})$$

desde que a covariância respeite:

$$\text{Cov}(Z_s, Z_t) = \begin{cases} \sigma_z^2 & s = t \\ 0 & s \neq t \end{cases} \quad (\text{a5})$$

²⁴ Ruído branco ou *white noise* (na terminação anglo-saxónica) é um conceito usado no estudo de séries temporais, especialmente das estocásticas discretas. É um processo ou sinal aleatório geralmente com média e variância constante e sem autocorrelação. Por conveniência, assume-se que a média é zero, sendo no entanto possível ter média diferente de zero. O sinal ou processo é homogéneo, estacionário e independente do tempo.

O processo é estacionário de segunda ordem para todos os valores de $\{\beta_i\}$ pois $\gamma(k)$ não depende do tempo e a média é constante. Se os valores de Z forem normalmente distribuídos, os valores de X também o vão ser e tem-se assim um processo normal estritamente estacionário.

A função de autocorrelação de um processo $MA(q)$ é dada por:

$$\rho(k) = \begin{cases} 1 & k = 0 \\ \sum_{i=0}^{q-k} \beta_i \beta_{i+k} / \sum_{i=0}^q \beta_i^2 & k = 1, \dots, q \\ 0 & k > q \\ \rho(-k) & k < 0 \end{cases} \quad (a6)$$

Note-se que a função de autocorrelação apresenta uma descontinuidade em q , o que é um aspeto especial de processos MA .

$$\rho(k) = \begin{cases} 1 & k = 0 \\ \beta_1 / (1 + \beta_1^2) & k = \pm 1 \\ 0 & otherwise \end{cases} \quad (a7)$$

Não existem mais restrições necessárias a β_i mas normalmente impõem-se restrições a β_i para garantir que o processo satisfaça a condição de invertibilidade.

A condição da invertibilidade pode ser descrita através de um operador de desfasagem.

$$B^j X_t = X_{t-j} \quad (a8)$$

A equação (a8) pode ser escrita de maneira diferente com mostra a equação seguinte.

$$\begin{aligned} X_t &= (\beta_0 + \beta_1 B + \dots + \beta_q B^q) Z_t \\ &= \theta(B) Z_t \end{aligned} \quad (a9)$$

Onde $\theta(B)$ é um polinómio de ordem q em B . Um processo de média móvel de ordem q é invertível se as raízes da equação seguinte se situarem todas fora do círculo unitário.

$$\theta(B) = \beta_0 + \beta_1 B + \dots + \beta_q B^q = 0 \quad (a10)$$

• AR

Os modelos auto-regressivos baseiam-se na explicação da presente observação X_t por uma função das p observações passadas onde p determina o número de passos entre as observações passadas e a previsão da próxima.

Considere-se um processo autoregressivo de ordem p :

$$X_t = \alpha_1 X_{t-1} + \dots + \alpha_p X_{t-p} + Z_t \quad (a11)$$

Podemos escrever um processo autorregressivo de ordem finita como um processo de média móvel de ordem infinita por substituição sucessiva, equação (a12) ou usando o operador de defasagem, equação (a13).

$$(1 - \alpha_1 B - \dots - \alpha_p B^p) X_t = Z_t \quad (\text{a12})$$

$$\begin{aligned} X_t &= Z_t / (1 - \alpha_1 B - \dots - \alpha_p B^p) \\ &= f(B) Z_t \end{aligned} \quad (\text{a13})$$

onde:

$$\begin{aligned} f(B) &= (1 - \alpha_1 B - \dots - \alpha_p B^p)^{-1} \\ &= (1 + \beta_1 B + \beta_2 B^2 + \dots) \end{aligned} \quad (\text{a14})$$

A função de autocovariância é dada por:

$$\gamma(k) = \sigma_z^2 \sum_{i=0}^{\infty} \beta_i \beta_{i+k} \quad \text{onde } \beta_0 = 1 \quad (\text{a15})$$

A maneira mais simples de encontrar a função de autocorrelação é assumir que o processo é estacionário, multiplicar pela equação (a11), dividir pela variância assumindo que a variância é finita. Assim, e por $\rho(k) = \rho(-k)$ para todos os k , tem-se:

$$\rho(k) = \alpha_1 \rho(k-1) + \dots + \alpha_p \rho(k-p) \quad \text{para todo o } k > 0 \quad (\text{a16})$$

Estas equações são designadas por equações de Yule-Walker. São um conjunto de equações diferenciais e têm uma solução geral que é dada pela equação (a17).

$$\rho(k) = A_1 \pi_1^{|k|} + \dots + A_p \pi_p^{|k|} \quad (\text{a17})$$

Onde π_i são as raízes da chamada equação auxiliar:

$$y^p - \alpha_1 y^{p-1} - \dots - \alpha_p = 0 \quad (\text{a18})$$

As constantes A_i têm de satisfazer as condições iniciais dependendo de $\rho(0) = 1$ o que significa que o $\sum A_i = 1$.

Uma maneira equivalente de expressar a condição de estacionariedade é assumir que as raízes da equação seguinte situam-se fora do círculo unitário.

$$\phi(B) = 1 - \alpha_1 B - \dots - \alpha_p B^p = 0 \quad (\text{a19})$$

Os processos AR têm sido aplicados a diversas situações onde é razoável assumir que o valor presente de uma dada série temporal depende dos valores imediatamente anteriores e de um erro aleatório. Foram apenas considerados aqui processos com média zero. [Chatfield, 1995] [PUC-Rio]

Anexo B

A transformada de Fourier consiste na mudança da informação do domínio do tempo para o domínio da frequência. A sua inversa consiste na mudança do domínio da frequência para o domínio do tempo novamente. Não existe perda de informação durante a transformação, apenas se representa a informação de maneira diferente.

A transformada discreta de Fourier é bastante usada no estudo de espectros de sinais. Porém exige uma elevada carga computacional e todo o processo torna-se moroso.

Considere-se N amostras de um sinal no domínio do tempo, representadas por $X(k)$. A DFT é dada por um conjunto de valores que são amostras do sinal no domínio da frequência, denotadas por $x(j)$. Formam um par de transformadas.

$$X(k) = \sum_{j=1}^N x(j) w_N^{(j-1)(k-1)} \quad (b1)$$

$$x(j) = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N X(k) w_N^{-(j-1)(k-1)} \quad (b2)$$

Onde

$w_N = e^{(-2\pi i) / N}$ é a enésima raiz da unidade.

A FFT é um *upgrade* da DFT na medida em que o conceito é o mesmo mas a FFT usa um algoritmo para decompor o problema, tornando a implementação da DFT mais eficiente. Neste caso, usa-se o algoritmo de Cooley-Tukey, onde a ideia principal é dividir e conquistar, ou seja, dividir a transformada em duas partes de tamanho $N/2$ a cada passo. O uso deste algoritmo limita a sua utilização a vetores cujo tamanho seja potência de 2.

A FFT não é uma transformada diferente da DFT. É sim uma técnica que permite avaliar a DFT mais rapidamente e com menos esforço computacional. [Olver, 2012] [Guedes, 2008] [Parker, 2010]

Anexo C

	Velocidade média (m/s)	Rugosidade do solo (cm)	Integral do espectro	Variância da série	Intensidade de turbulência (%)
KAIMAL	7,6	0,0003	0,175	0,168	5,4
	7,6	0,006	0,257	0,247	6,5
	7,6	0,5	0,543	0,524	9,5
	9	0,0003	0,244	0,233	5,4
	9	0,006	0,358	0,342	6,5
	9	0,5	0,759	0,728	9,5
	11	0,0003	0,362	0,347	5,4
	11	0,006	0,532	0,506	6,5
	11	0,5	1,127	1,083	9,5
DAVENPORT	7,6	0,0003	0,316	0,313	7,4
	7,6	0,006	0,382	0,377	8,1
	7,6	0,5	0,556	0,554	9,8
	9	0,0003	0,374	0,366	6,7
	9	0,006	0,453	0,446	7,4
	9	0,5	0,659	0,646	8,9
	11	0,0003	0,456	0,451	6,1
	11	0,006	0,553	0,540	6,7
	11	0,5	0,805	0,787	8,1
HARRIS	7,6	0,0003	0,193	0,181	5,6
	7,6	0,006	0,283	0,266	6,8
	7,6	0,5	0,598	0,563	9,9
	9	0,0003	0,267	0,249	5,5
	9	0,006	0,392	0,366	6,7
	9	0,5	0,829	0,775	9,8
	11	0,0003	0,392	0,363	5,5
	11	0,006	0,576	0,530	6,6
	11	0,5	1,220	1,121	9,6

Anexo D

	Velocidade média (m/s)	Rugosidade do solo (cm)	Desvio-padrão da série	Amplitude da série (m/s)
KAIMAL	7,6	0,0003	0,41	3,37
	7,6	0,006	0,50	3,61
	7,6	0,5	0,72	4,96
	9	0,0003	0,48	3,53
	9	0,006	0,58	4,28
	9	0,5	0,85	7,08
	11	0,0003	0,59	4,73
	11	0,006	0,71	5,21
	11	0,5	1,04	8,36
DAVENPORT	7,6	0,0003	0,56	4,43
	7,6	0,006	0,61	5,02
	7,6	0,5	0,74	5,89
	9	0,0003	0,60	4,38
	9	0,006	0,67	4,85
	9	0,5	0,80	5,82
	11	0,0003	0,67	5,33
	11	0,006	0,73	5,49
	11	0,5	0,89	6,63
HARRIS	7,6	0,0003	0,43	3,37
	7,6	0,006	0,52	4,20
	7,6	0,5	0,75	5,80
	9	0,0003	0,50	3,92
	9	0,006	0,60	4,75
	9	0,5	0,88	6,83
	11	0,0003	0,60	4,73
	11	0,006	0,73	5,65
	11	0,5	1,06	8,38

Anexo E

A dedução feita para a distribuição de Rayleigh é a seguinte:

$$\begin{aligned}
 f_N(x_N) &= \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x_N - \bar{v}}{\sigma}\right)^2} \\
 \Leftrightarrow \sigma\sqrt{2\pi} f_N(x_N) &= e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{x_N - \bar{v}}{\sigma}\right)^2} \\
 \Leftrightarrow \ln(\sigma\sqrt{2\pi} f_N(x_N)) &= -\frac{1}{2}\left(\frac{x_N - \bar{v}}{\sigma}\right)^2 \\
 \Leftrightarrow 2 * \ln(\sigma\sqrt{2\pi} f_N(x_N)) &= -\left(\frac{x_N - \bar{v}}{\sigma}\right)^2 \\
 \Leftrightarrow 2 * \ln(\sigma\sqrt{2\pi} f_N(x_N)) &= \frac{-x_N^2 + \bar{v}^2}{\sigma^2} \\
 \Leftrightarrow -x_N^2 &= 2 * \sigma^2 * \ln(\sigma\sqrt{2\pi} f_N(x_N)) - \bar{v}^2 \\
 \Leftrightarrow -x_N &= \sqrt{2 * \sigma^2 * \ln(\sigma\sqrt{2\pi} f_N(x_N)) - \bar{v}^2} \\
 \Leftrightarrow x_N &= -\sigma * \sqrt{2 * \ln(\sigma\sqrt{2\pi} f_N(x_N))} - \bar{v} \\
 x_N &= \left| -\sigma\sqrt{2\ln(\sqrt{2\pi} * \sigma * f_N(x_N))} - \bar{v} \right|
 \end{aligned}$$